Sisma

dal Friuli 1976 all'Italia di oggi

[Il contributo
dei Geologi Italiani
per la prevenzione]

Fondazione Centro Studi del Consiglio Nazionale dei Geologi

Sisma

dal Friuli 1976 all'Italia di oggi

[Il contributo
dei Geologi Italiani
per la prevenzione]

"Il modo migliore di ricordare i morti
è di pensare ai vivi"

Dichiarazione a seguito del terremoto dell'Irpinia di Sandro Pertini,
7° Presidente della Repubblica Italiana

Editore: Fondazione Centro Studi Consiglio Nazionale dei Geologi
Coordinatore Editoriale: Dott. Geol. Gianni Menchini
Cura di: Gianpaolo Carbonetto, giornalista professionista

ISBN 978-88-909473-7-7
Prima Edizione: Luglio 2017

Grafica: AGICOM srl – Graphic Ideas
Stampa: SPADAMEDIA srl

Ringraziamenti:
Fondazione Friuli
Istituto Comprensivo di Majano e Forgaria
Pietro Gerometta - sindaco di Vito d'Asio

La fotocopiatura dei libri è un reato. Le fotocopie per uso personale del lettore posso essere effettuate nei limiti del 15% di ciascun volume/fascicolo di periodico dietro pagamento alla SIAE del compenso previsto dall'art.68, commi 4 e 5, della legge 22 Aprile 1941 n.633. Le riproduzioni effettuate per finalità di carattere professionale, economico o commerciale o comunque per uso diverso da quello personale possono essere effettuate solo a seguito di specifica autorizzazione rilasciata dagli aventi diritto/dal coordinatore editoriale.

[indice]

Prefazioni
Francesco Peduto, Consiglio Nazionale dei Geologi 9
Fabio Tortorici, Fondazione Centro Studi Consiglio Nazionale dei Geologi 11
Fulvio Iadarola, Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia 12

[A]
Il terremoto del Friuli del 1976
Presentazione] "Ieri", di Gianni Menchini 15
1. Gli aspetti sismologici del terremoto del 1976 [Dario Slejko] 17
2. Gli effetti sul territorio del sisma del 1976 [Gianni Lenarduzzi] 33
3. La risposta dei geologi al terremoto del 1976 [Antonio Brambati] 55

[B]
La prevenzione sismica
Presentazione] "Oggi", di Gianni Menchini 71
1.1 Grandi deformazioni di una piccola regione [Corrado Venturini] 73
1.2 Le indagini geofisiche di campo per la microzonazione [Dario Albarello] 91
2.1 La microzonazione sismica nella pianificazione territoriale [Antonio Colombi, Luca Martelli] 103
2.2 L'apporto geologico nella realizzazione di opere in zona sismica [Eros Aiello] 121
2.3 Una strategia di prevenzione del rischio sismico: l'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza [Fabrizio Bramerini, Gianluca Carbone, Sergio Castenetto, Giuseppe Naso, Mauro Dolce] 135
3. Il ruolo della ricerca nella mitigazione del rischio sismico [Alessandro Amato] 155

[C]
Il ruolo di educatori e di decisori
Presentazione] "Domani", di Gianni Menchini 177
1. Rischio sismico e gestione del territorio [Fulvio Iadarola, Stefano Grimaz] 179

[Consiglio Nazionale dei Geologi]

Nel 2016 è ricorso il quarantennale del terribile terremoto che sconvolse il Friuli nel 1976 e in quell'occasione, d'intesa anche con i colleghi dell'Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia, ci siamo limitati a un comunicato stampa per ricordare l'accaduto, evitando di "celebrare" ancora una volta disgrazie e lutti con l'ennesimo convegno sul tema. Qualche mese dopo, tuttavia, per l'esattezza il 24 agosto, un forte terremoto ha interessato l'Italia centrale con vittime e danni, questi ultimi acuiti dalle successive violente repliche del 26 e 30 ottobre, che hanno determinato una nuova pagina dolorosa nella storia sismica del nostro Paese.

E in questi quarant'anni ci sono stati altri tragici terremoti: quelli del 1980 in Campania e Lucania, dell'Umbria nel 1979 e nel 1997, dell'Abruzzo nel 2009, dell'Emilia nel 2012, soltanto per ricordare i più catastrofici.

Allora ci siamo chiesti se non fosse opportuno lasciare una traccia di cosa è cambiato e di quello che hanno fatto i geologi in questi quaranta anni di terremoti italici, di cosa potrebbero ancora fare e come i loro saperi e le loro competenze potrebbero essere utilizzate al meglio per la prevenzione.

Ed è così che è nata l'idea di questo libro.

Dopo il terremoto del Friuli e nonostante una lunga serie di scosse di assestamento, che continuarono per diversi mesi, la ricostruzione fu rapida e completa; in una decina di anni furono ricostruiti interi paesi grazie a un'attenta ed efficiente gestione delle risorse e alle capacità di Giuseppe Zamberletti, che fu nominato Commissario straordinario del Governo. Ancora oggi la gestione del post terremoto del Friuli viene ricordata come un esempio di efficienza e serietà, ma in seguito non sempre le cose sono andate così bene.

In occasione dell'ultimo terremoto i geologi per la prima volta sono stati coinvolti in varie attività finalizzate al superamento dell'emergenza: il Consiglio Nazionale dei Geologi si è immediatamente messo a disposizione del Dipartimento Nazionale della Protezione Civile per ogni forma di utile supporto e i colleghi che hanno partecipato alle attività hanno ricevuto plausi ed elogi, essendosi contraddistinti per serietà, preparazione e competenza.

Con il terremoto sono anche tornati prepotentemente alla ribalta i temi sul rischio sismico, dalla necessità di riconoscere la sicurezza sismica degli abitati come esigenza collettiva di carattere primario a quella di accelerare il programma nazionale di microzonazione sismica, dall'importanza dell'adozione del "Fascicolo del fabbricato" e della "Certificazione sismica degli edifici" a quella dell'incentivazione fiscale degli interventi per la riduzione del rischio sismico, ma anche dell'uniformazione delle procedure di

rilascio delle Autorizzazioni sismiche e di una maggiore presenza di geologi negli organi di controllo.

Sono cose che i geologi ripetono da anni, spesso inascoltati, che erano state trattate anche durante il Congresso dei Geologi Italiani tenutosi a Napoli nell'aprile 2016 e inserite nel dossier "La Carta per l'Italia - Georischi e Georisorse: un piano per il Paese del domani": era il contributo della comunità dei geologi italiani per l'Italia che verrà, consegnato a tutti i politici e ai rappresentanti delle istituzioni che sono intervenuti.

È risaputo che il nostro è un Paese fragile, che assomma sul suo territorio tutti i georischi, da quello sismico a quello idrogeologico, a quello vulcanico, ma la classe politica se ne ricorda sempre solo dopo eventi tragici e luttuosi. Un Paese dove, per restare nell'ambito del solo rischio sismico, negli ultimi 50 anni sono stati spesi circa 150 miliardi di euro per riparare i danni da terremoto.

Sarebbe logico, quindi, aspettarsi di vedere georischi e prevenzione perennemente al centro dell'agenda di governo; invece siamo il Paese dove negli ultimi 150 anni si sono susseguite ben 30 leggi sul corretto costruire, emanate sempre a seguito di eventi calamitosi. Eppure ogni nuovo terremoto si trasforma sempre in catastrofe: sembra paradossale, ma in Italia la prevenzione è ancora solo un auspicio.

Negli ultimi anni qualcosa si è cominciato a fare, soprattutto per quanto riguarda il rischio idrogeologico con Italiasicura, mentre Casa Italia, per la prevenzione del rischio sismico, è ancora nelle fasi embrionali; di fatto si sta avviando solo ora.

Se l'obiettivo è quello di realizzare la "prevenzione civile", come recita lo slogan governativo, è una buona iniziativa, direi ineludibile, ma rimangono criticità che devono essere rimosse per arrivare a risultati apprezzabili, a partire dalla necessità di conseguire le conoscenze geologiche e di microzonazione sismica dei territori.

Se una casa si costruisce dalle fondamenta e non dal tetto, le fondamenta di Casa Italia non possono non essere che i geologi e la geologia. È il caso di ricordarlo sempre e questo libro, evidenziando il contributo dei geologi per la prevenzione, stimolando riflessioni e dibattiti tra addetti ai lavori, tracciando percorsi virtuosi di pianificazione territoriale, di interventi in emergenza e di realizzazione di opere in zona sismica, vuole essere anche questo: richiamare azioni virtuose nel campo del rischio sismico e suggerire applicazioni concrete di strumenti vari a disposizione degli organi di governo del territorio.

E rilanciare, così, il ruolo dell'azione di prevenzione del rischio sismico, nell'auspicio di aver imboccato, finalmente, la strada giusta.

Francesco Peduto
Presidente del Consiglio Nazionale dei Geologi

[Centro Studi CNG]

Ancora ho vivo il ricordo di me, ragazzino, seduto davanti a una televisione in bianco e nero, nel momento in cui fu sospesa la trasmissione di uno sceneggiato RAI e cominciarono a giungere le notizie di quel disastroso terremoto che nel maggio 1976 colpì il Friuli. La mia carta geografica si riempì di paesi di cui prima non avevo mai sentito il nome e che in pochi secondi si erano trasformati in cumuli di macerie, con morti e sfollati: Majano, Gemona, Artegna, Osoppo. Per la prima volta nella storia della televisione italiana le immagini in diretta ebbero un forte impatto mediatico, che diede il via a una crescente sensibilità nei confronti del rischio sismico. Ed è qui, che, in nuce, iniziò silenziosamente e a mia insaputa, l'interesse per lo studio della Geologia.

I libri, la televisione, internet, ricoprono un ruolo fondamentale nella diffusione di notizie riguardanti la storia sismica della nostra nazione e la sua esposizione ai rischi naturali, trattandosi di eventi che, per la loro potenza devastante, hanno un impatto non soltanto nella quotidianità di chi ne viene direttamente colpito, ma diventano anche materia di discussione, di pensiero e di attenzione collettiva; in tal senso, questo libro colpisce nel segno, offrendo al lettore innumerevoli spunti di riflessione, presentando una testimonianza documentale sul terremoto del Friuli, ma presentando anche, nel contempo, una panoramica di innumerevoli questioni che individuano come centrale il ruolo del Geologo e delle politiche di prevenzione che ancora devono essere sviluppate.

Nel percorso scientifico dal 1976 a oggi, come chiaramente esposto in questo testo scritto da mani esperte, le conoscenze sui terremoti si sono decisamente sviluppate; l'evoluzione delle scienze geologiche applicate alla sismologia ha permesso di conoscere la risposta sismica locale, mettendo in campo corrette soluzioni progettuali e indirizzando le scelte urbanistiche, tenendo conto in maniera sensata della interazione tra lo scuotimento del suolo e i suoi effetti sull'edificato.

L'elevato rischio sismico della nostra nazione rende necessario il rapido avvio di una fattiva politica di prevenzione, che fornisca elementi concreti a supporto degli interventi da realizzare sull'edilizia muraria, sia su quella storica, sia su quella più recente, in cemento armato. Oltre che di soluzioni tecniche c'è bisogno di soluzioni politiche, con l'obiettivo di coinvolgere la classe amministratrice e la società civile sulle ricadute professionali, economiche e sociali. Quest'ultimo aspetto, che mira a sensibilizzare l'opinione pubblica nei confronti del rischio sismico, assume un aspetto determinante, perfino equiparabile ai risultati della ricerca scientifica; ed è qui che risulta strategico il compito degli Ordini Professionali.

In una società in cui il ruolo della comunicazione è primaria, il Centro Studi del Consiglio Nazionale dei Geologi non si sottrae al suo ruolo di divulgatore e comunicatore, perseguendo questo obiettivo attraverso l'aggiornamento e la formazione dei Geologi e anche investendo sulla pubblicazione di libri come questo, in cui tra storia, scienza e tecnologia, si raccontano le implicazioni dei terremoti, attraverso la prevenzione, la progettazione e l'emergenza. Avvicinare il grande pubblico e gli addetti ai lavori alla Geologia, rappresenta un passaggio fondamentale per accrescere una fertile cultura dell'innovazione di un Paese civile.

Buona lettura, buon arricchimento.

Fabio Tortorici
Presidente Centro Studi CNG

[Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia]

Il terremoto che ha colpito il Friuli nel 1976 è stato un evento che ha segnato profondamente almeno due generazioni e ha prodotto vittime e distruzioni; si è reagito con la forza che dà la necessità di ricominciare e sono stati creati strumenti di governo che hanno consentito la riorganizzazione del tessuto sociale per aprire la strada al rilancio economico regionale, favorendo prospettive di futuro laddove fino ad allora aveva imperversato un crescente e continuo esodo.

Coltivare la memoria del sisma del '76 non è solo segno di rispetto dovuto a coloro che hanno perso la vita, o i loro averi, e a coloro che hanno avuto la forza di risollevarsi, ma vuol dire riflettere e dibattere sul "dopo" di tutti i terremoti che hanno colpito l'Italia negli anni successivi, sul "dove siamo arrivati oggi" in termini di capacità di prevenzione e previsione, sul "come" poter raggiungere obiettivi concreti nella sicurezza sismica, nell'immediato e nel lungo termine.

Irpinia, Umbria-Marche, Aquila, Emilia-Romagna, Amatrice, ci ricordano che eventi simili, o peggiori, si ripetono periodicamente continuando a mietere vittime e distruzioni e sottolineano come poco sia stato fatto per evitare il ripetersi delle tragedie del passato. Con i debiti distinguo, Paesi molto più sismici dell'Italia convivono con sismi di più forte intensità avendo adottato strumenti di prevenzione efficace con il presupposto che la sicurezza pubblica è il bene primario dal quale partire per sviluppare tutte le attività sociali ed economiche. Obiettivo che dovrebbe essere al primo punto di un'agenda politica al servizio totale della comunità e del territorio.

Ai geologi non spetta una funzione commemorativa, ma un contributo di conoscenza e per la conoscenza. È fondamentale far conoscere e far riflettere sul tema del sisma del '76 anche e soprattutto in quella fucina dei cittadini del domani che è la Scuola, per dare mente e braccia agli obiettivi sopra richiamati e coinvolgere tutti nel creare un territorio vivibile.

È a questi attori che si rivolge in particolare il libro redatto con la partecipazione delle massime istituzioni competenti in materia: con la presunzione di consegnare una testimonianza di come la conoscenza possa contribuire a migliorare la nostra sicurezza, di come una lungimirante agenda politica possa aiutare a costruire un paese con meno rischi, di come i cittadini informati possano affrontare meglio le avversità, prevenendole e preparandosi in tempo alle prossime, per farci essere nel contempo più "comunità".

Fulvio Iadarola
Presidente dell'Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia

[A]

IL TERREMOTO DEL FRIULI DEL 1976

[presentazione]
"IERI"

Dopo quarant'anni dal sisma del Friuli del 1976, a noi che lo abbiamo vissuto, il terremoto di Amatrice ha fatto rivedere quello stesso film di distruzione del tessuto sociale ed economico di tante comunità locali. C'erano già stati in precedenza i terremoti del Belice (1968) e di Ancona (1972) e quattro anni dopo (1980) avvenne il terremoto dell'Irpinia, quarto terremoto distruttivo in meno di 12 anni.

Il corpo legislativo era insufficiente e inadeguato ad affrontare la prevenzione sismica come anche le situazioni di emergenza postsisma; anche la comunità scientifica e professionale dei geologi (organizzati come professionisti solo dal 1968) non era preparata ad affrontare eventi così devastanti.

Gli eventi sismici che si svilupparono in Friuli nell'arco di un anno ebbero due fenomeni "di punta" (a maggio e settembre 1976), con diversa intensità nel territorio delle province di Udine e Pordenone; essi interessarono un totale di circa 600.000 persone. L'area più duramente colpita comprese 45 comuni (disastrati), con una popolazione di oltre 100.000 senza tetto e 40.000 sfollati; altri 40 comuni risultarono gravemente danneggiati. In totale furono colpite decine di migliaia di edifici, 18.000 distrutti e 75.000 danneggiati, rappresentati da migliaia di abitazioni e centinaia di industrie di medie e piccole dimensioni, in un'area pedemontana (ambito epicentrale) di superficie complessiva 5.700 kmq.

Nelle pagine seguenti sono tratteggiati gli elementi essenziali del *fenomeno sismologico*, dei *suoi effetti sul territorio insediato e non insediato*, della *risposta attivata dai geologi del mondo accademico e professionale*. Da questo tragico evento è emersa per la prima volta, e non soltanto per gli addetti ai lavori:

- l'importanza della conoscenza scientifica basata su "attività di campo", progettate e realizzate puntualmente, come anche condotte nel tempo (monitoraggio);

- la conferma della necessità di approfondimento tecnico-scientifico degli eventi sismici, per una più *attendibile valutazione della interrelazione fra suolo e strutture, e fra insediato e non insediato* (sino ad allora completamente non considerato), come si potè verificare con la molteplicità di fenomeni franosi che colpirono abitati e infrastrutture;

- l'importanza del lavoro interdisciplinare e della componente geologica per il supporto alle decisioni delle amministrazioni pubbliche locali e non, sul piano operativo come su quello della risposta normativa, da attivare di fronte alle situazioni di

emergenza come per la valutazione degli scenari insediativi per la ricostruzione.

Il periodo della ricostruzione si prolungò per oltre dieci anni.

La *fase acuta* durò un anno, in cui si operò per la sistemazione degli alloggiamenti provvisori e poi di quelli semipermanenti, assieme al ripristino dei posti di lavoro.

Dopo si avviò *il programma* di provvedimenti legislativi, normative tecniche, attività scientifiche di osservazione e controllo dei fenomeni sismici e dei relativi effetti, indagini geologiche, studi urbanistici, assieme ai provvedimenti di spesa pubblica, sino alla completa realizzazione degli interventi di ricostruzione e di riparazione degli immobili.

Proprio da quel cantiere di esperienze normative e tecniche, chiamato Friuli, "linfa" sono diventati nel tempo gli studi di analisi dei fenomeni sismici e i contenuti di risposta tecnico-amministrativa di cui si è dotato progressivamente il "sistema paese", nell'ambito delle attività ordinarie di progettazione antisismica delle strutture insediative, come di gestione delle emergenze a seguito degli eventi sismici, spesso importanti, che hanno scosso, e continuano a scuotere, il territorio italiano.

Gianni Menchini
Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia
Libero professionista
gianni.menchini@hotmail.it

[1]
GLI ASPETTI SISMOLOGICI DEL TERREMOTO DEL 1976

Dario Slejko
Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, Trieste
dslejko@inogs.it

Introduzione

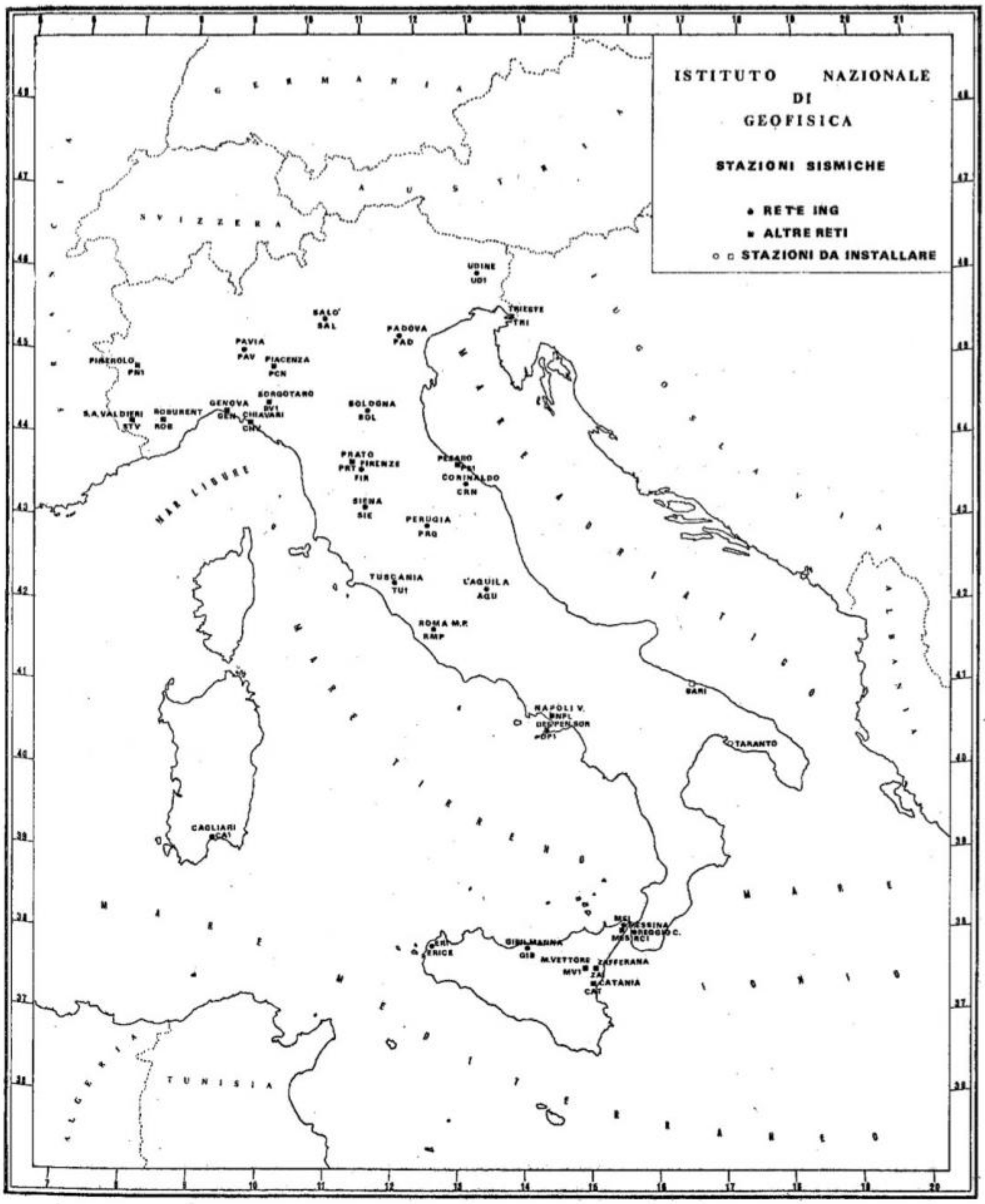
Il terremoto avvenuto il 6 maggio del 1976 in Friuli può essere ritenuto per l'Italia lo spartiacque fra la sismologia "amatoriale" e quella "istituzionalizzata". La motivazione per questo cambiamento può essere individuata nella presenza dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste (OGS, ora Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) non lontano dall'area epicentrale. Questo fatto ha permesso che la lunga sequenza sismica venisse documentata da accurate registrazioni sismometriche e ha favorito gli studi successivi sulla sismicità regionale.

L'impatto emotivo, causato dalle 990 vittime, sensibilizzò la classe politica suggerendo la nomina di un Commissario straordinario del governo per il terremoto, che può essere visto come l'embrione del futuro Dipartimento Nazionale di Protezione Civile. La classe politica, inoltre, divenne consapevole dell'importanza della mitigazione del rischio sismico e fece nascere il Progetto Finalizzato Geodinamica, primo momento della collaborazione istituzionalizzata fra geologi, sismologi e ingegneri sul tema specifico della sismicità.

La condizione di Regione Autonoma per il Friuli Venezia Giulia permise di intervenire in maniera incisiva sia nell'opera di ricostruzione delle aree terremotate (il modello Friuli) sia nel finanziamento di progetti scientifici finalizzati alla riduzione del rischio sismico, di cui il più importante è la rete sismometrica regionale, inaugurata il 6 maggio 1977, esattamente un anno dopo la scossa principale (Slejko, 2016).

All'inizio del 1976, erano funzionanti in Italia 33 stazioni sismometriche, ubicate presso università od osservatori geofisici (Fig. 1). Le stazioni situate nell'Italia nord-orientale erano quelle di Trieste (TRI), Padova (PAD), Bolzano (BLZ) e Salò (SAL). Fuori dai confini nazionali, erano operative e, relativamente, vicine al Friuli centrale (entro 250 km) le stazioni di Lubiana (LJU), Cerknica (CEY), Labin (LABI), Puntijarka (PTJ) e Zagabria (ZAG), nell'allora Jugoslavia, quelle di Kremsmunster (KMR), Mariazell (MZA),

Fig. 1 – Mappa delle stazioni sismiche permanenti italiane operanti nel 1976 (dal Bollettino Sismico dell'Istituto Nazionale di Geofisica).



Molln (MOA) e Innsbruk (IBK) in Austria e Bad Reichenhall (BHG), Fürstenfeldbruck (FUR), Garmisch (GAP) in Germania (Fig. 2). Oltre a queste, esistevano postazioni sismometriche adibite al controllo di specifici manufatti (es. le dighe). La stazione sismologica di Trieste, gestita dall'OGS e i cui strumenti erano (e sono tuttora) ubicati

Fig. 2 – Mappa delle stazioni permanenti operanti nelle Alpi orientali a inizio maggio 1976 (esagoni blu) e delle stazioni temporanee installate dopo la scossa del 6 maggio (cerchi rossi). Non sono riportate le stazioni temporanee nell'area epicentrale, mostrate nella Fig. 8.

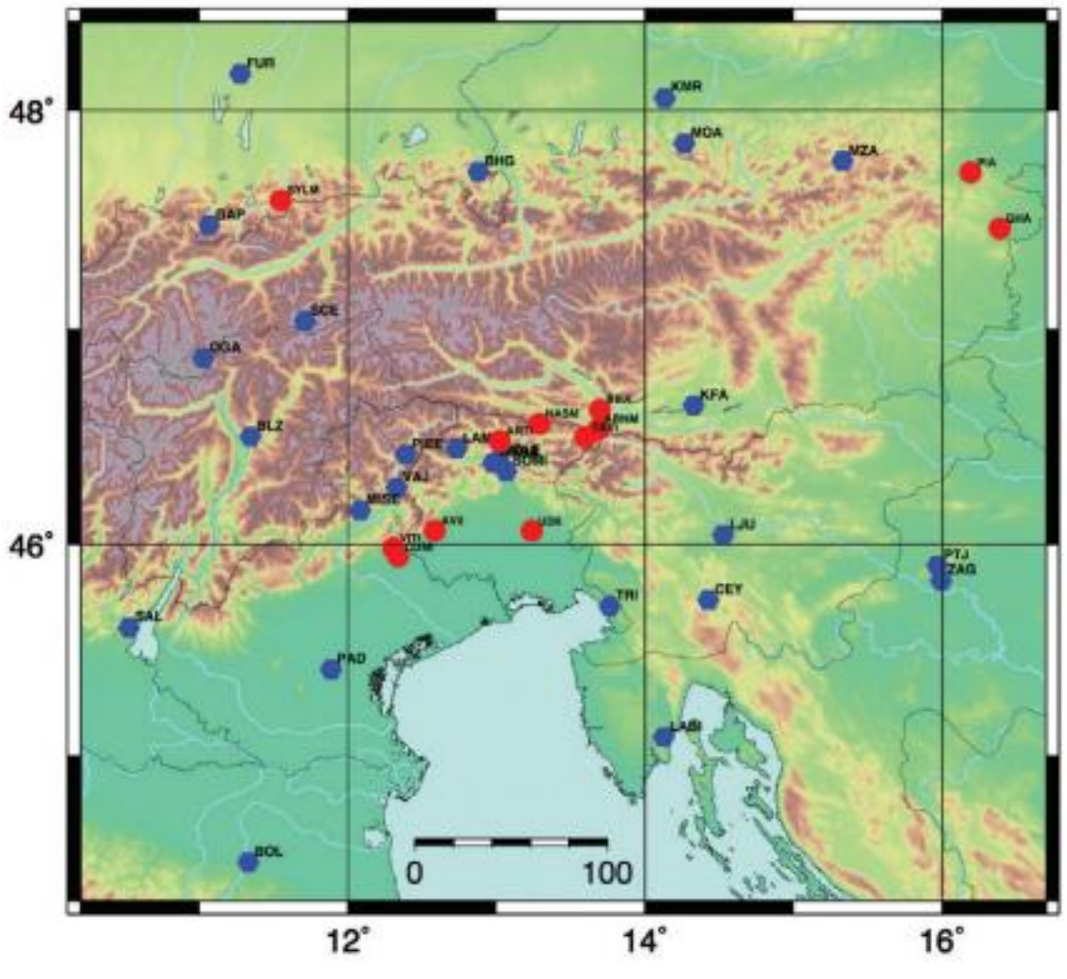
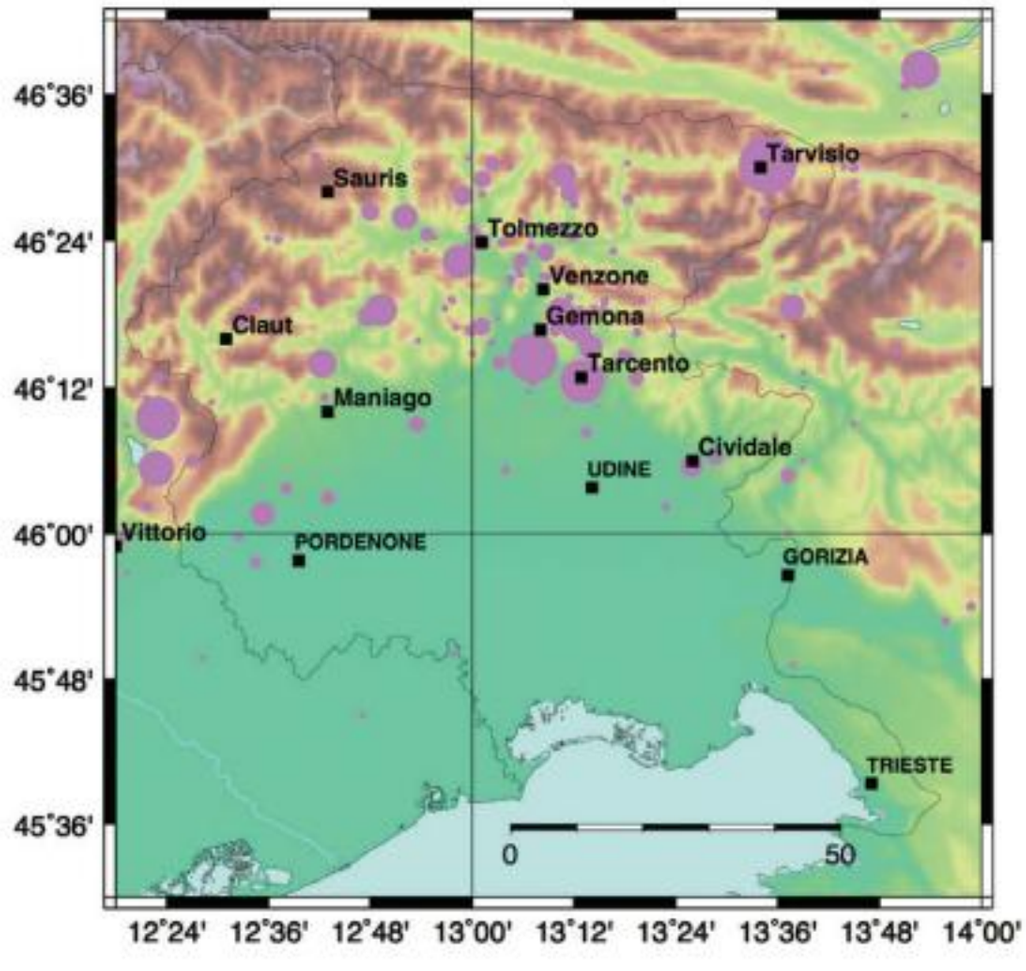


Fig. 3 – Epicentri dei terremoti avvenuti dall'anno 1000 al 1975 nelle Alpi orientali [dati estratti dal catalogo CPTI15 (Rovida et al., 2016)]. Il catalogo CPTI15 riporta i terremoti con M_W maggiore o uguale a 4,0.



sul fondo della Grotta Gigante nel Carso triestino, venne a trovarsi a circa 70 km dall'epicentro delle scosse; essa faceva parte della rete mondiale Word Wide Standardized Seismographic Network (WWSSN), installata nel 1963 dal Servizio Geologico degli Stati Uniti con strumentazione atta a registrare sia terremoti vicini che lontani. La presenza, inoltre, di un sismometro Wood Anderson permetteva di calcolare con precisione la magnitudo di tutte le scosse locali (entro 600 km da Trieste).

I terremoti prima del 1976

La sismicità storica del Friuli e delle zone circostanti è abbastanza ben conosciuta per la presenza, già in epoca romana, di alcuni insediamenti sviluppatisi, durante il Medioevo, come importanti centri economici e commerciali (Belluno, Cividale, Trieste). Il più recente catalogo dei terremoti italiani CPTI15 (Rovida et al., 2016) e alcuni studi sulla sismicità regionale (es: Slejko et al., 1989) presentano un quadro piuttosto preciso sulle zone sismicamente attive nelle Alpi orientali, che risultano essere uno dei settori italiani a sismicità più elevata. Sei terremoti di magnitudo momento (M_W, unico tipo di magnitudo su base fisica) superiore a 6 sono, infatti, avvenuti tra l'anno 1000 e il 1975 (vedi Tabella 1): nel 1348 la città di Villaco, in Carinzia, subì ingenti danni e vittime (M_W 6,6), nel 1511 sia Gemona, Osoppo e Venzone, in Friuli, che Idria e alcuni castelli della Slovenia subirono gravi distruzioni e vittime (M_W 6,3), nel 1690 ancora la città di Villaco subì distruzioni e vittime (M_W 6,2), nel 1873 i villaggi dell'Alpago soffrirono estese distruzioni e i morti furono 80 (M_W 6,3), nel 1928 Tolmezzo, Verzegnis e diversi

villaggi lungo il corso del fiume Tagliamento subirono crolli e danni estesi e 11 vittime (M_W 6,1) e nel 1936 i paesi dell'altopiano del Cansiglio subirono crolli totali e parziali e 19 vittime (M_W 6,1).

Tabella 1 – Lista dei terremoti in Friuli ed aree vicine con magnitudo maggiore (M_w) di 6 [dati estratti dal catalogo CPTI15 (Rovida et al., 2016)]. I_o indica l'intensità epicentrale.

Anno	Me	Gi	Ora	Mi	Epicentro	Lat	Lat	I_o	M_w
1348	01	25			Alpi Giulie	46,504	46,504	9	6,63
1511	03	26	15	30	Friuli-Slovenia	46,209	46,209	9	6,32
1690	12	04	14		Carinthia, Villach	46,633	46,633	8-9	6,16
1873	06	29	03	58	Alpago Cansiglio	46,159	46,159	9-10	6,29
1928	03	27	08	32	Carnia	46,372	46,372	9	6,02
1936	10	18	03	10	Alpago Cansiglio	46,089	46,089	9	6,06
1976	05	06	20	00	Friuli	46,241	46,241	9-10	6,45

Il Friuli Venezia Giulia ha una lunga storia nella raccolta dei dati sismologici strumentali perché una stazione sismografica era operativa presso l'Osservatorio Marittimo di Trieste già nel 1906. Nel 1958, questa stazione entrò a far parte dell'Osservatorio Geofisico. Nel 1963, la stazione sismografica fu spostata dal centro di Trieste (Campo Marzio) a un sito a basso rumore ambientale (Grotta Gigante) ed equipaggiata con gli strumenti della rete mondiale WWSSN. Alcune stazioni ubicate in aree vicine all'Italia nord-orientale (es., Lubiana, Pola, Padova, Venezia, Treviso) hanno contribuito alla raccolta dei dati sui terremoti delle Alpi orientali sin dall'inizio del 20° secolo.

La Fig. 3 riporta gli epicentri dei terremoti con magnitudo maggiore o uguale a 4,0 che si sono verificati dal 1000 al 5 maggio 1976. Si può vedere che la maggiore sismicità è concentrata lungo la fascia pedemontana, da Cividale a Belluno, con il suo massimo in Friuli centrale. La zona sismicamente più attiva si trova tra Gemona e Tolmezzo: si ricordano i terremoti del 1389 [intensità epicentrale I_0 = VI-VII Mercalli Cancani Sieberg (MCS)], del 1908 (I_o = VII-VIII MCS) e del 1928 (I_o = IX MCS). Un'altra area sismicamente attiva è quella di Tramonti, dove si sono verificati i terremoti distruttivi del 1776 (I_0 = VIII-IX MCS) e del 1794 (I_0 = VIII-IX MCS). Un sisma ha colpito il vicino villaggio di Maniago nel 1812 (I_0 = VII-VIII MCS). La zona di Cividale, al contrario, è stata interessata soltanto dal terremoto del 1898 (I_0 = VII MCS) e da pochi eventi di bassa magnitudo. Da ricordare, ancora, il terremoto che ha colpito Raveo nel 1700 (I_0 = VIII-IX MCS), i cui effetti, però, sono stati rilevanti solo in una zona molto limitata (circa 70 km^2).

Alcune altre zone sismiche sono importanti per la pericolosità sismica del Friuli, anche se si trovano al di fuori degli attuali confini italiani. Tra queste la già citata Carinzia, la cui città di Villaco e molti villaggi lungo la valle del fiume Gail sono stati interessati dal grande terremoto del 1348 (il cui epicentro viene posto da studi recenti nella zona dell'attuale confine fra Italia ed Austria) e da quello del 1690; ambedue i sismi furono avvertiti in tutto il Friuli. Sismicità minore ha interessato la Slovenia

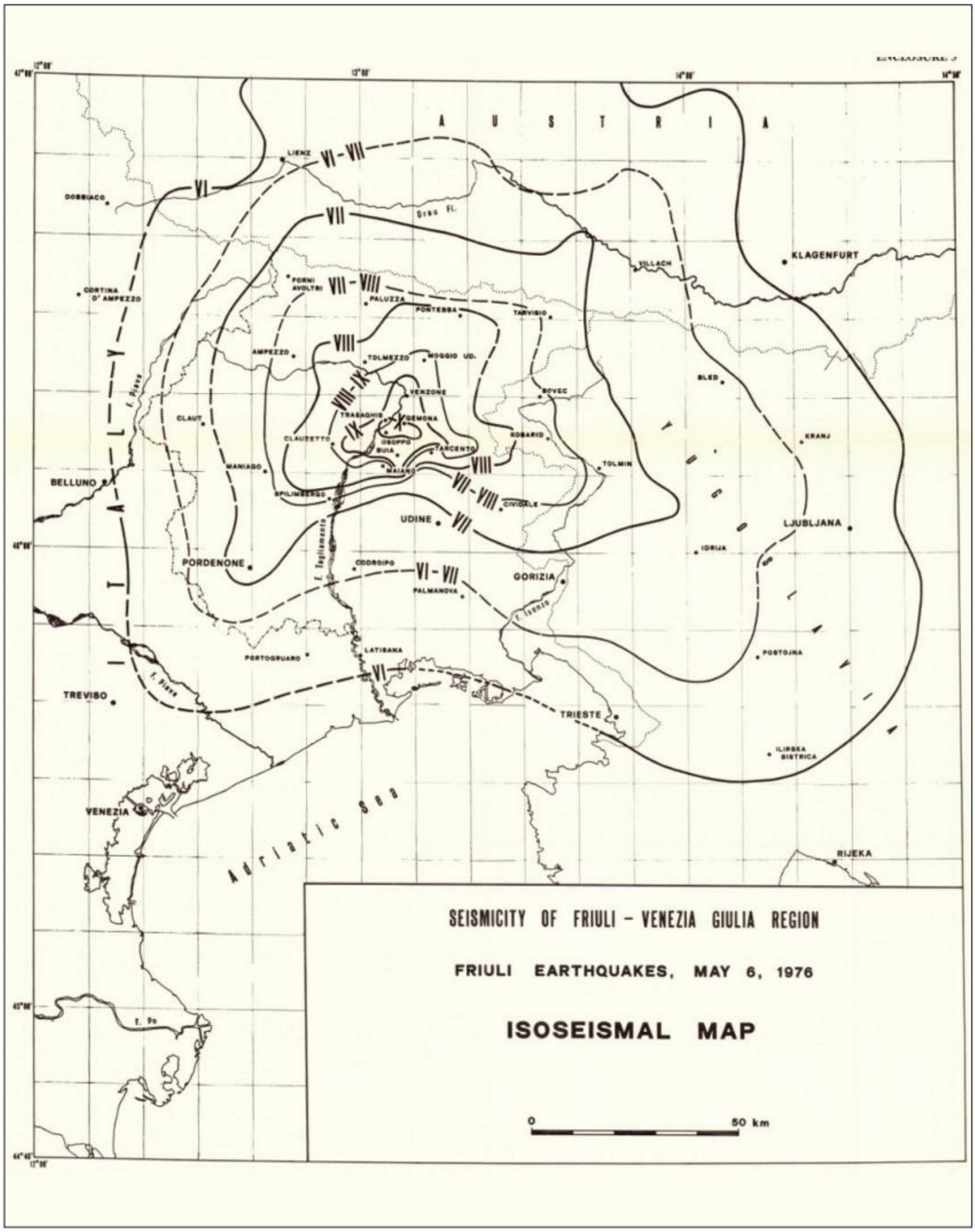
Fig. 4 – La distruzione del 1976 in Friuli: a) Gemona; b) Venzone; c) Osoppo.
Le tre fotografie sono tratte da Briseghella et al. (1976).

occidentale, in particolare la zona del Monte Nevoso, posto a SE della città di Trieste. Più a est, alcuni grandi terremoti hanno colpito la città di Lubiana (I_0 = VIII-IX MCS) nel 1895 e la zona costiera croata intorno alla città di Fiume nel 1323 (I_0 = IX MCS), 1574 (I_0 = VIII-IX MCS) e 1721 (I_0 = X MCS).

Gli eventi sismici del 1976

Il terremoto del 6 maggio 1976 colpì una zona di 5.700 km^2, nel Friuli centro-orientale, distruggendo diversi paesi (Carulli e Slejko, 2005) e causando 990 morti (l'ultima

Fig. 5 - Isosiste (linee di stessa intensità macrosismica) del terremoto del Friuli del 1976 espresse nella scala MSK (da Giorgetti, 1976). Si può vedere la forte attenuazione dello scuotimento verso sud, caratteristica che ha risparmiato la città di Udine da danni più ingenti.



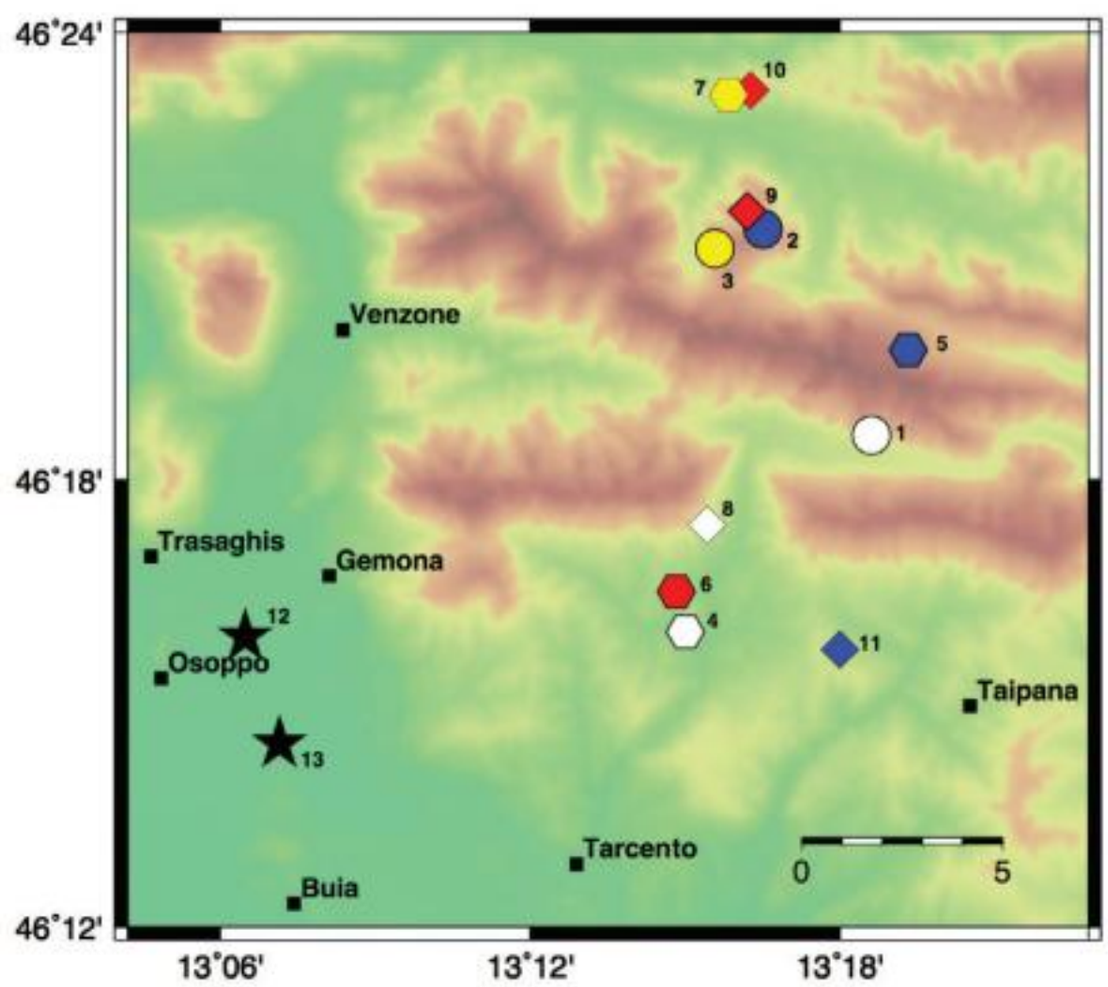
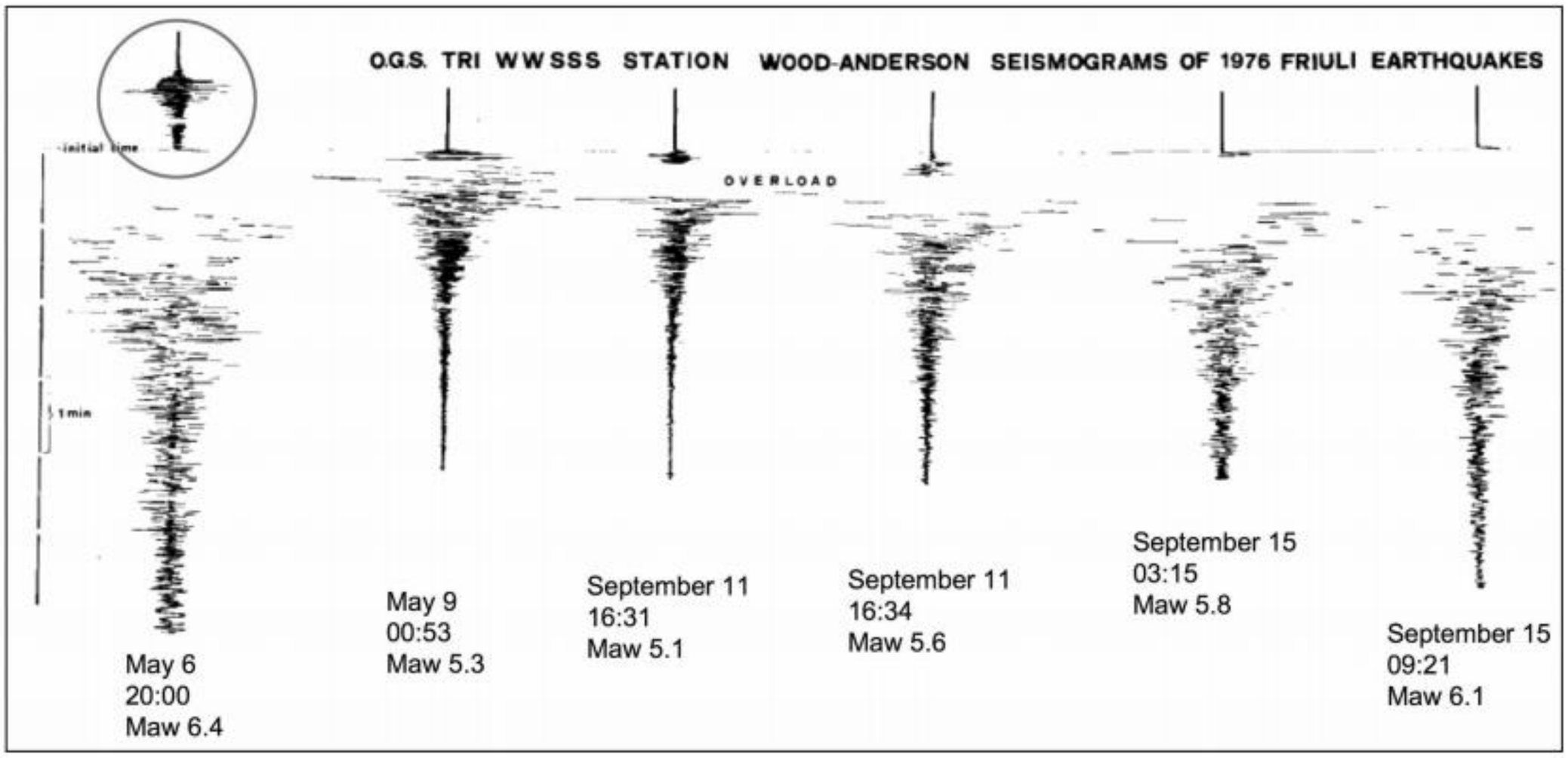


Fig. 6 – Localizzazioni epicentrali della scossa principale del 6 maggio 1976. Legenda: 1 = determinazione ipocentrale del Centre Seismologique Europeo-Mediterraneen (CSEM), 2 = http://earthquake.usgs.gov, 3 = www.isc.ac.uk, 4 = Cagnetti e Pasquale (1979), 5 = Cipar (1980), 6 = Barbano et al. (1985), 7 = Engdhal et al. (1998), 8 = Aoudia et al. (2000), 9 = Pondrelli et al. (2001), 10 = Engdahl e Villaseñor (2002), 11 = Poli et al. (2002), 12 = epicentro macrosismico di Giorgetti (1976), 13 = epicentro macrosismico di Rovida et al. (2016). Rimangono individuate sostanzialmente due aree: la fascia pedemontana delle Prealpi Giulie a est di Gemona e la Val Resia a NE di Venzone. Solo le due localizzazioni del CSEM e di Cipar (1980) posizionano l'epicentro nella zona del Monti Musi.

Fig. 7 – Sismogrammi registrati dal sismografo Wood-Anderson di Trieste relativi alle 6 scosse principali della sequenza del 1976. A queste andrebbe aggiunta la scossa del 16 settembre 1977. Il cerchio indica l'evento premonitore di M_L 4,5, avvenuto un minuto prima della scossa principale.



vittima è stata notificata solo nel quarantennale del sisma) e 4.500 miliardi di danni in lire italiane (al valore del 1976). La magnitudo locale (M_L) fu di 6,4 gradi della scala Richter e la scossa principale fu preceduta un minuto prima da un evento di M_L 4,5. La massima intensità, del X grado della scala Medvedev Sponheuer Karnik (MSK), fu osservata a Gemona, Venzone, Trasaghis, Bordano, Forgaria, Majano ed Osoppo (Fig. 4), ma il sisma fu risentito in un'area molto vasta, a nord fino al Mar Baltico. Fortunatamente non colpì nessuna grande città perché la stessa Udine, situata a soli 30 km

dall'area epicentrale, ebbe danni solo marginali (VII grado MSK, vedi Fig. 5).

Numerose localizzazioni epicentrali furono prodotte per la scossa principale (Fig. 6). In sintesi, possono essere collegate a due aree: la fascia pedemontana delle Prealpi Giulie a est di Gemona e la Val Resia a NE di Venzone. In particolare, la localizzazione realizzata dall'OGS, anche utilizzando i dati di stazioni private (ENEL) situate nel Friuli centrale, pone l'epicentro nella zona del Monteprato, tra Taipana e Lusevera (Poli et al., 2002).

Dopo una forte replica di magnitudo 5,3 il 9 maggio, la sequenza sismica si attenuò nell'estate, ma a settembre due scosse l'11 di M_L 5,1 e 5,6, e altre due il 15, con M_L 5,8 e 6,1, produssero ulteriori crolli con altre 13 vittime, dopo le 977 di maggio, e fiaccarono lo spirito dei friulani che avevano già iniziato l'opera di ricostruzione (Fig. 7). Un'ulteriore scossa di magnitudo 5,2 si verificò un anno dopo, il 16 settembre 1977.

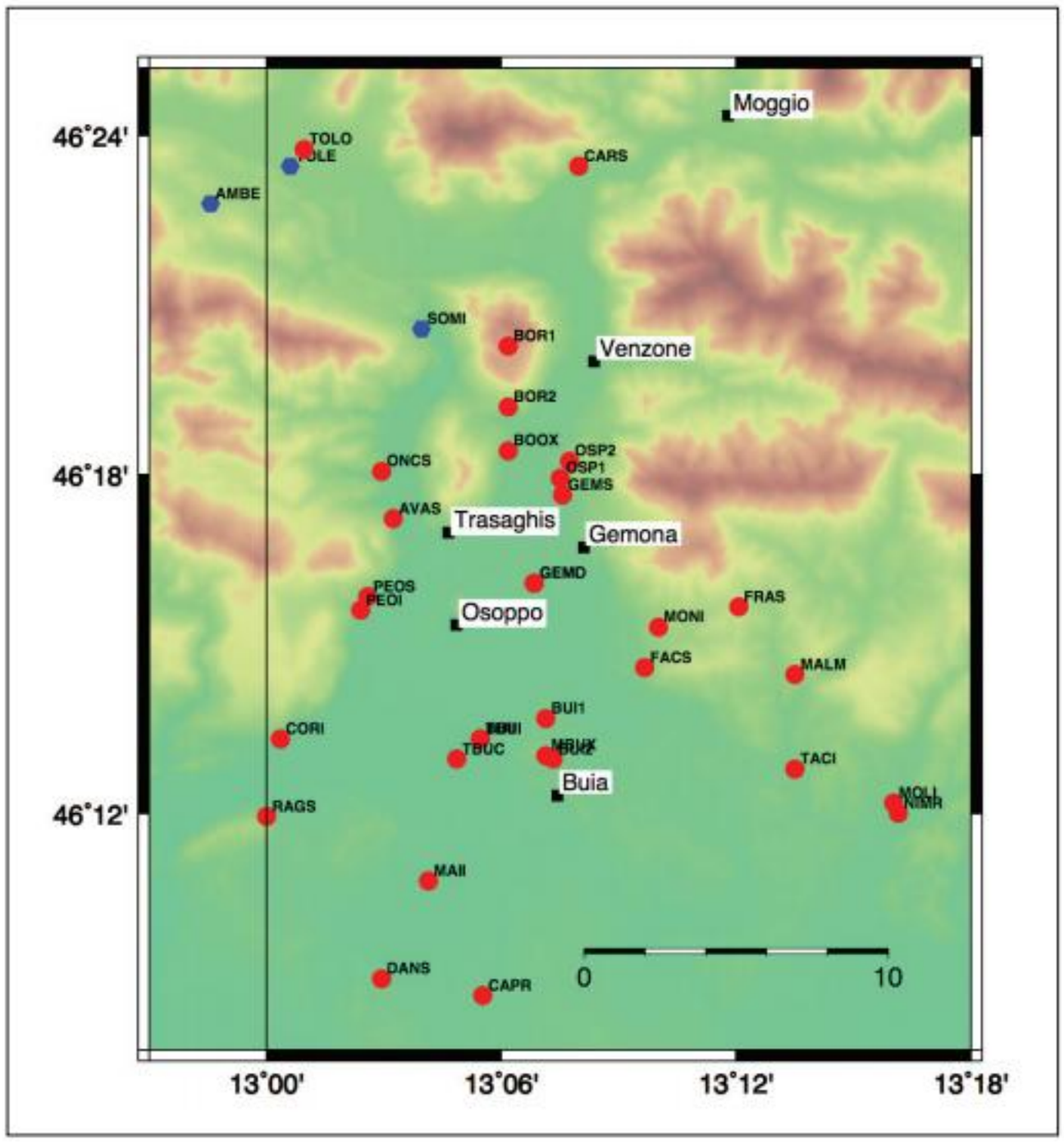
La massima deformazione, causata dal sisma, fu individuata da dati geodetici in prossimità di Venzone con un sollevamento di 25 cm, calcolato fra il 1952 e il 1977 e imputabile ai terremoti del Friuli.

La rete accelerometrica dell'Ente Nazionale per l'Energia Elettrica (ENEL) registrò con 12 stazioni la scossa principale del 6 maggio e la stazione di Tolmezzo, molto vicina all'epicentro del terremoto, raggiunse il valore di 0,37 g quale valore di picco dell'accelerazione orizzontale (PGA).

Tabella 2 – Lista dei terremoti della sequenza sismica del 1976 – 1977 con M_L maggiore o uguale a 4,5 [dati estratti da Poli et al. (2002)]. h indica la profondità dell'ipocentro, in km.

Anno	Mese	Giorno	Ora	Minuti	Secondi	Lat. N	Lon. E	h	M_L
1976	5	6	19	59	5,8	46,275	13,325	10,3	4,5
1976	5	6	20	0	13,2	46,262	13,300	5,7	6,4
1976	5	7	0	23	49,5	46,244	13,298	8,9	4,5
1976	5	9	0	53	44,6	46,213	13,323	13,3	5,3
1976	9	11	16	31	11,5	46,275	13,198	9,8	5,1
1976	9	11	16	35	2,4	46,256	13,233	4,3	5,4
1976	5	11	22	44	0,7	46,234	13,054	12,3	4,8
1976	9	15	3	15	19,8	46,285	13,203	6,8	5,8
1976	9	15	4	38	53,9	46,294	13,200	12,7	4,7
1976	9	15	9	21	19	46,300	13,174	11,3	6,1
1976	9	15	11	11	11,3	46,278	13,163	9,1	4,5
1977	4	3	3	18	14,1	46,295	13,160	7,3	4,5
1977	9	16	23	48	7,6	46,283	13,019	10,8	5,2

Fig. 8 - Mappa delle stazioni private operanti nel 1976 (esagoni blu) e di quelle temporanee installate a seguito del sisma del 6 maggio 1976 nell'area epicentrale (cerchi rossi).



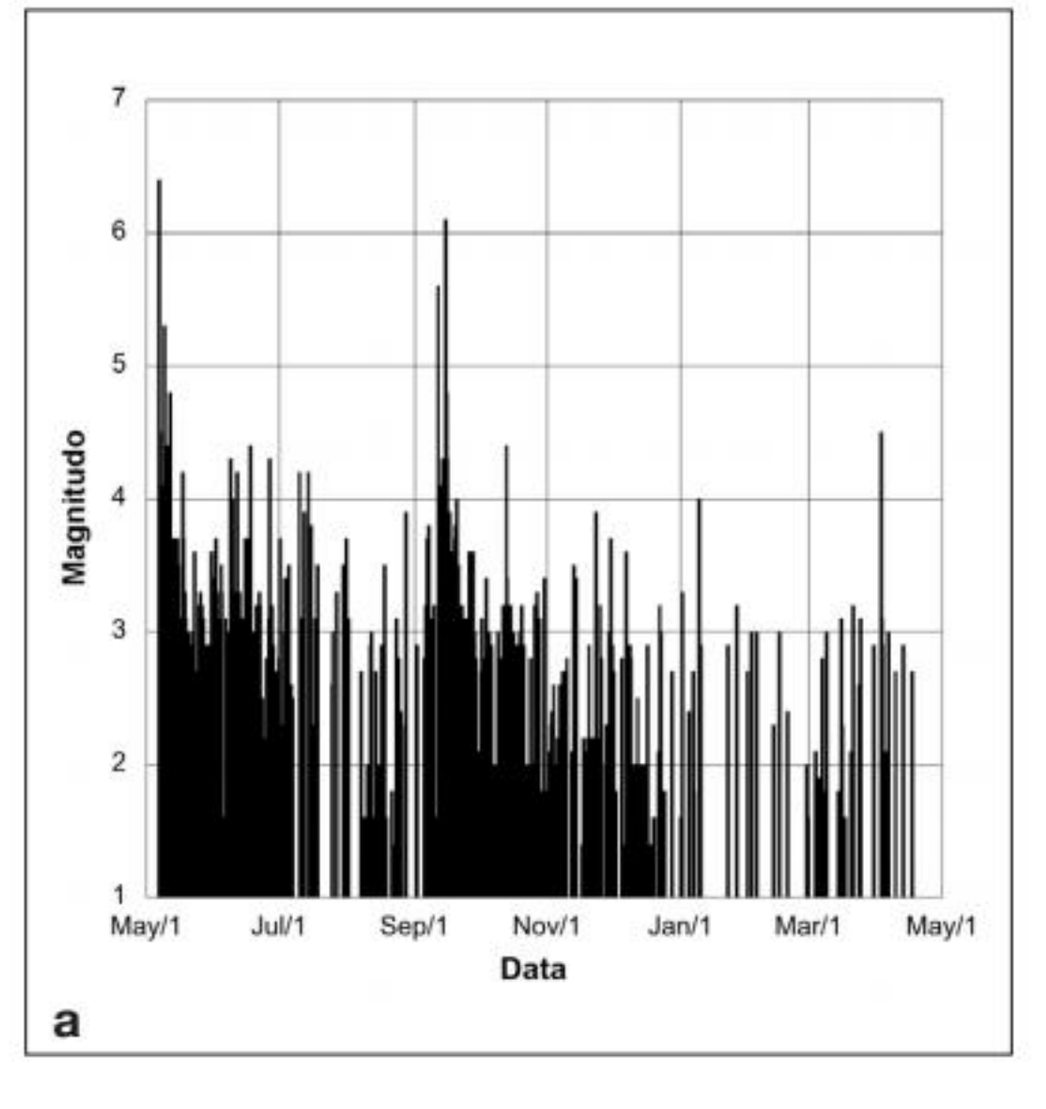
L'evoluzione spazio-temporale della sequenza

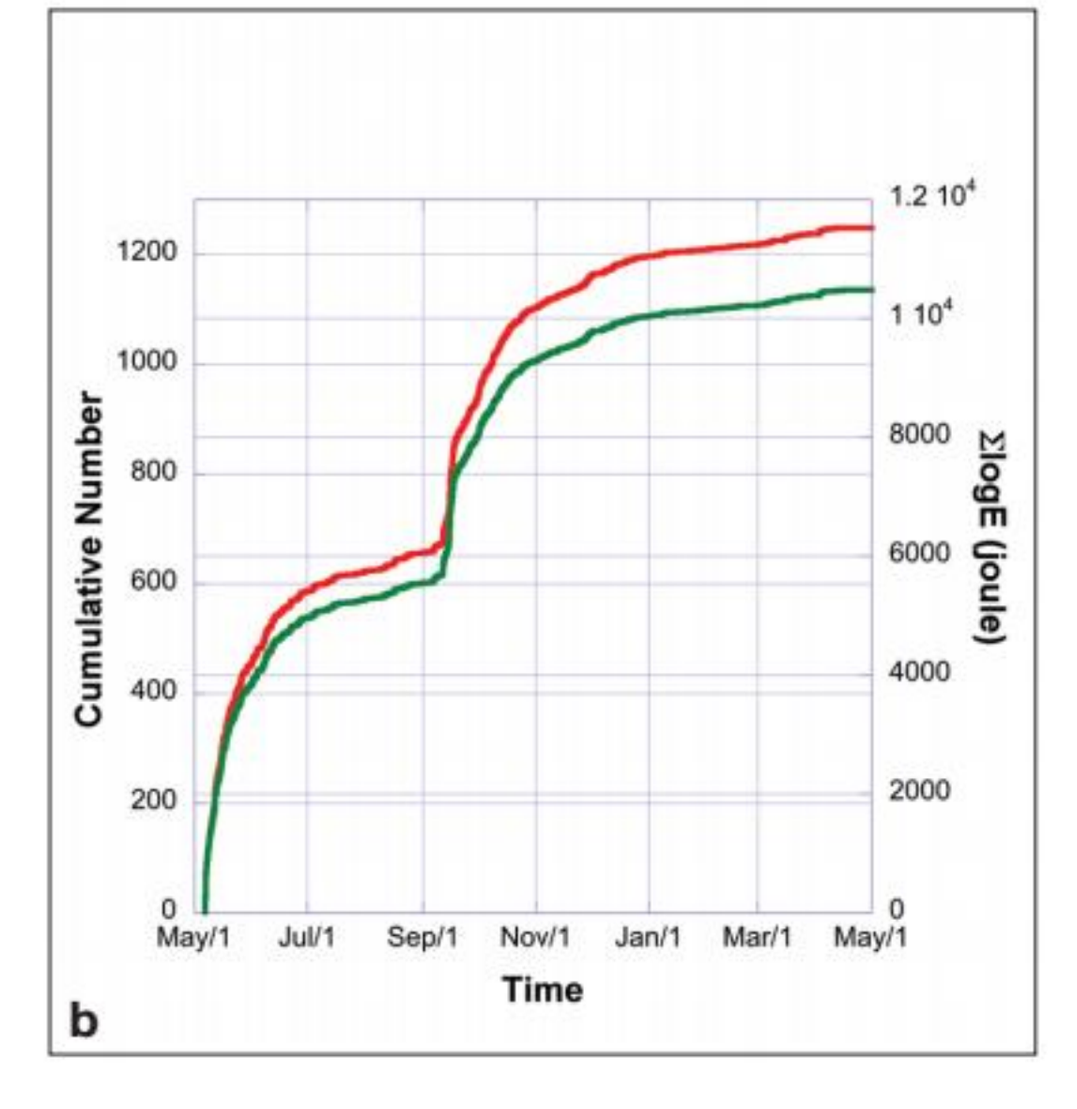
La sequenza sismica fu seguita dall'OGS inizialmente con i soli dati registrati dalla stazione di Trieste. Questo spiega perché la localizzazione presso il monte San Simeone comunicata immediatamente dopo la scossa principale fu modificata lievemente dagli studi successivi che collocarono l'epicentro nella zona di Lusevera. Diverse istituzioni scientifiche nazionali e straniere [tra cui l'Institut de Physique du Globe di Strasburgo (IPG)] parteciparono alla raccolta dei dati della sequenza sismica con l'installazione di stazioni temporanee in Friuli e in Carinzia (Figg. 2 e 8). Questi dati, anche se alcune stazioni operarono soltanto durante due brevi periodi, rispettivamente in maggio-giugno e settembre-ottobre, permisero la localizzazione anche in profondità degli eventi e misero in luce il carattere superficiale (entro 20 km) dei terremoti.

La notevole mole di dati raccolti dalla stazione di Trieste permise la localizzazione di ben 695 scosse avvenute fino a ottobre 1976. Questi dati evidenziarono quali erano le aree interessate, rispettivamente, dalle scosse di maggio e da quelle di settembre: fu evidenziata una migrazione verso NW (Colautti et al., 1976).

Il calcolo della profondità focale risultò difficile con i dati della sola stazione di Trieste: fu soltanto possibile valutarne le caratteristiche di evento superficiale. Ulteriori

Fig. 9 - Evoluzione della sismicità nel tempo durante la sequenza sismica: a) magnitudo in funzione del tempo; b) numero cumulativo di terremoti (linea rossa) e rilascio cumulativo di energia (linea verde). Si può vedere che, dopo l'elevata sismicità di maggio e giugno, la sequenza è molto scemata in luglio ed agosto per riprendere violenza in settembre e che praticamente tutta l'energia è stata rilasciata dalle scosse principali di maggio e settembre.



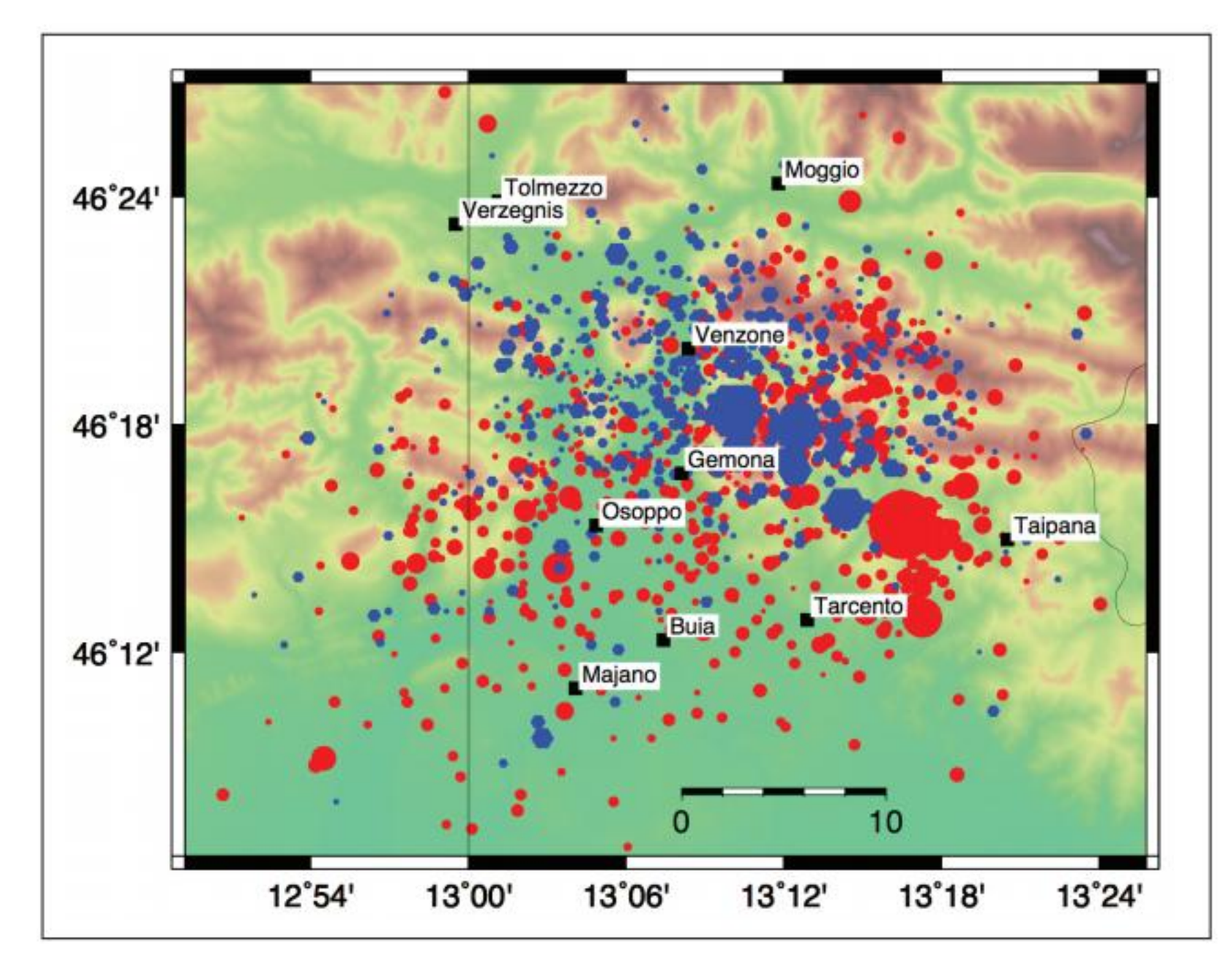


studi, in seguito, confermarono il carattere superficiale di tutte le scosse della sequenza, generalmente localizzate nei primi 10 km.

L'analisi di circa 4000 eventi della sequenza sismica di magnitudo compresa fra 1,5 e 5,0 registrati da una rete temporanea, installata dall'IPG dopo i terremoti di maggio e di settembre, ha evidenziato che, mentre la sismicità di maggio rimase concentrata nel Friuli orientale, le scosse si propagarono verso NW durante il mese di settembre (Finetti et al., 1976). La costruzione di alcune sezioni geologiche verticali mise in luce che gli ipocentri erano superficiali, con una profondità tra 1 e 7 km, anche nel caso di terremoti di magnitudo superiore a 4,0.

La revisione dei dati sismologici relativi a 1256 eventi della sequenza del 1976 [Renner, comunicazione personale e vedi anche Poli et al. (2002)] ha permesso di descrivere l'evoluzione spazio temporale del fenomeno sismico. La Fig. 9 illustra il rilascio di magnitudo (Fig. 9a), di numero di terremoti e di energia cumulativa (Fig. 9b) nel tempo. Il grafico della magnitudo nel tempo (Fig. 9a) mostra la riduzione di sismicità in luglio ed agosto e, poi, a partire da gennaio 1977. I due episodi di maggio e settembre sono bene evidenziati anche dal grafico del numero cumulativo di eventi (Fig. 9b) che, per quanto riguarda il rilascio di energia elastica, mostra che praticamente la totalità si riferisce alle scosse di alta magnitudo del 6 maggio e 11 e 15 settembre. La distribuzione spaziale degli eventi (Fig. 10) mostra ancora, come evidenziato dagli studi citati, la migrazione verso NW della sismicità da maggio a settembre, anche se la regione interessata dalla sismicità sembra essere molto più vasta della sola area intorno a Gemona.

Fig. 10 – Evoluzione spaziale della sequenza sismica iniziata il 6 maggio 1976: cerchi rossi = epicentri dal 6/5/1976 al 31/8/1976, esagoni blu = epicentri dal 1/9/1976 al 5/5/1977. Si può vedere la migrazione verso NW della sismicità (almeno per gli eventi maggiori) anche se le scosse hanno interessato sempre una regione molto vasta.



La sorgente

L'interpretazione della sequenza sismica del Friuli rimane inserita nel contesto geodinamico del movimento della microplacca adriatica, movimento che si manifesta in questa regione principalmente con il meccanismo inverso delle faglie a orientazione alpina lungo piani, a basso angolo, immergenti verso nord.

Già le prime interpretazioni della sequenza (Amato et al., 1976) inquadrarono gli ipocentri delle scosse nel contesto sismotettonico regionale e, considerando che quasi tutti i terremoti presentarono un meccanismo focale riconducibile all'attività dei sovrascorrimenti alpini a basso angolo, gli eventi di maggio furono associati alla linea Buja – Tricesimo, faglia ubicata nella fascia pedemontana friulana, mentre quelli di settembre alla linea Barcis – Starasella (Sovrascorrimento Periadriatico), ubicata a nord della linea Buja – Tricesimo. Le forti scosse di settembre furono interpretate come dovute alla dinamica di riequilibrio dopo la decompressione dei blocchi rocciosi nord-occidentali causata dalla scossa principale. Le fessurazioni superficiali, messe in luce da rilievi geologici, non vennero collegate, invece, ad alcuna faglia sismogenetica.

Poiché un collegamento tra terremoti e fagliazione superficiale risulta ancora oggi molto difficile, è stata pure proposta una geometria complessa, in profondità, delle faglie interessate nella sequenza con loro fusione al contatto con il basamento cristallino e la

generazione di un piano di distacco alla profondità di circa 10 km (Slejko et al., 1989).

Da un'analisi comparata delle localizzazioni epicentrali, della geologia di superficie, dei risultati dell'inversione delle onde superficiali e della modellazione accelerometrica, Aoudia et al. (2000) hanno dedotto che la rottura del terremoto del Friuli era collegata a una faglia di 19 km che si sviluppa da cieca, sotto le strutture di Bernadia e Buja, a semi-cieca sotto la struttura di Susans e termina in prossimità della piega di Ragogna. Questa interpretazione è stata condivisa dall'interpretazione (Cheloni et al., 2012) delle misure geodetiche disponibili per la deformazione osservata, che sono compatibili con la faglia cieca di Buja quale sorgente sismica di tutti i principali terremoti della sequenza (scossa principale del 6 maggio e due repliche del 15 settembre).

Nuovi dati geologici e la revisione di quelli sismologici relativi alla sequenza del 1976 (479 localizzazioni ipocentrali e 123 meccanismi focali) hanno permesso la costruzione di un modello strutturale 2D per la catena sudalpina (Poli et al., 2002); le relative sezioni verticali mostrano un sistema di sovrascorrimenti sud-vergenti con un *backtrust* caratterizzato da una concentrazione di fratture nelle rocce carbonatiche a 5-8 km di profondità alla latitudine di Gemona. La ridistribuzione di sforzo causato dalla sequenza del 1976 produsse un trasferimento della deformazione al settore nord-occidentale. Pertanto, l'evento principale del 6 maggio 1976 è ritenuto associato alla faglia Susans - Tricesimo, nuova interpretazione del settore profondo della linea Buja-Tricesimo, mentre la forte replica del 15 settembre risulta collegata alla faglia sepolta di Trasaghis, rampa laterale della linea di Pozzuolo.

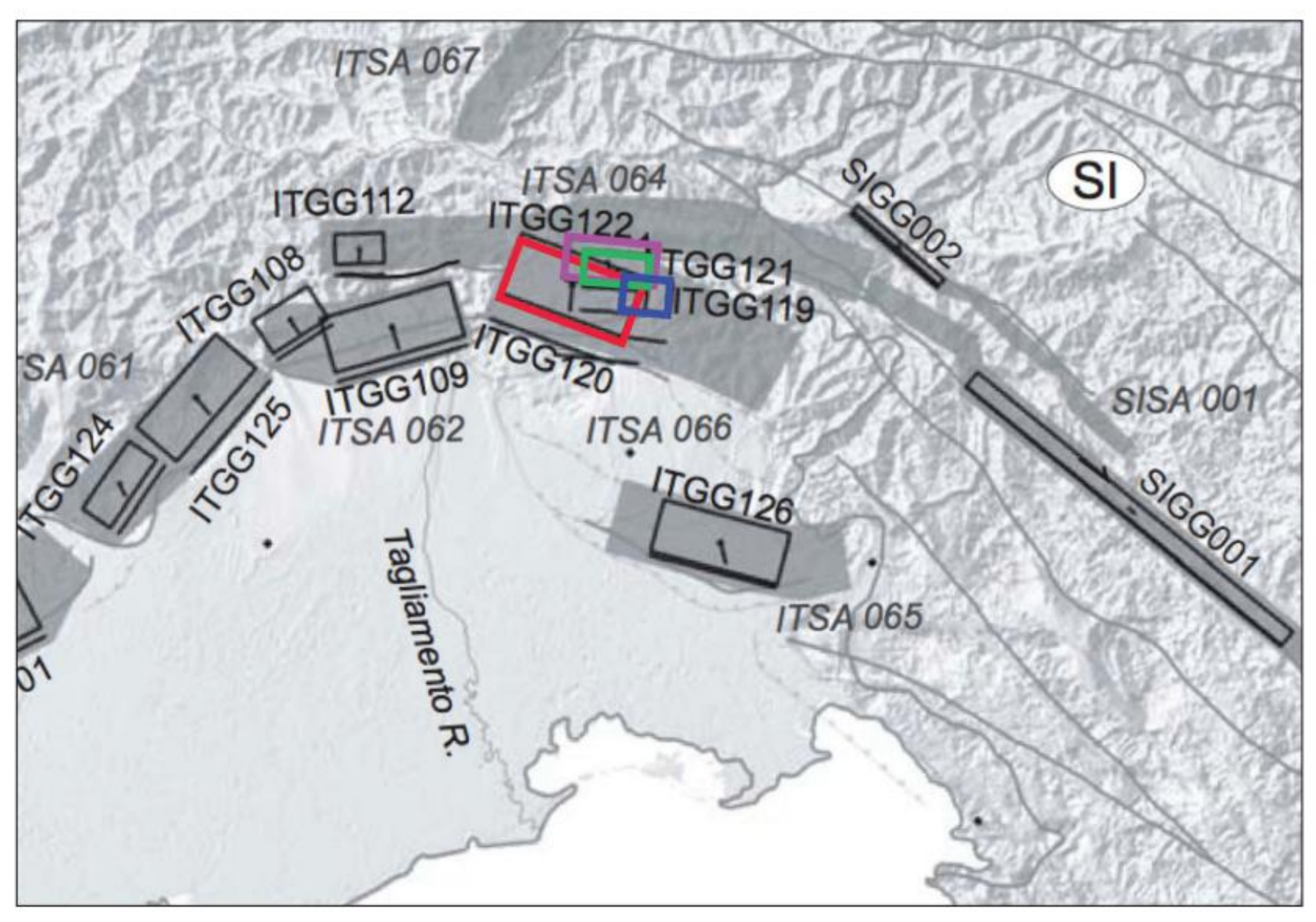
Il catalogo delle faglie attive in Italia (Burrato et al., 2008) evidenzia le sorgenti delle principali scosse della sequenza del Friuli: Gemona Sud, per l'evento principale, Tarcento, per quello dell'11 settembre di magnitudo 5,6, Montenars, per la scossa del 15 settembre di magnitudo 5,9 e Gemona Est, per quella del 15 settembre di magnitudo 6,0 (Fig. 11).

Segnali premonitori?

Due aspetti particolari caratterizzarono il periodo precedente il 6 maggio 1976: il verificarsi nella zona di Latisana, località prossima al mare lontana circa 50 km dall'area epicentrale, di alcune scosse di bassa magnitudo nell'inverno precedente il terremoto e la registrazione da parte dei pendoli Marussi, ubicati nella Grotta Gigante sul Carso triestino, di disturbi a bassa frequenza, mai registrati prima né negli anni successivi.

Tra novembre 1975 e febbraio 1976, quattro terremoti di magnitudo fra 2,5 e 3,5 furono chiaramente avvertiti dalla popolazione nell'area di Latisana, ritenuta fino ad allora praticamente asismica e non caratterizzata dalla presenza di faglie conosciute. L'interpretazione del fenomeno sismico fu, pertanto, difficile e, solo dopo i terremoti del 1976, fu ipotizzato che i sismi di Latisana ne potessero essere un fenomeno precursore, motivato dalla presenza di una lieve ondulazione crostale, stato iniziale della deformazione compressiva del fronte sudalpino, nella quale possono essersi create delle microfratture nella fase di sovrasforzo (Finetti et al., 1979).

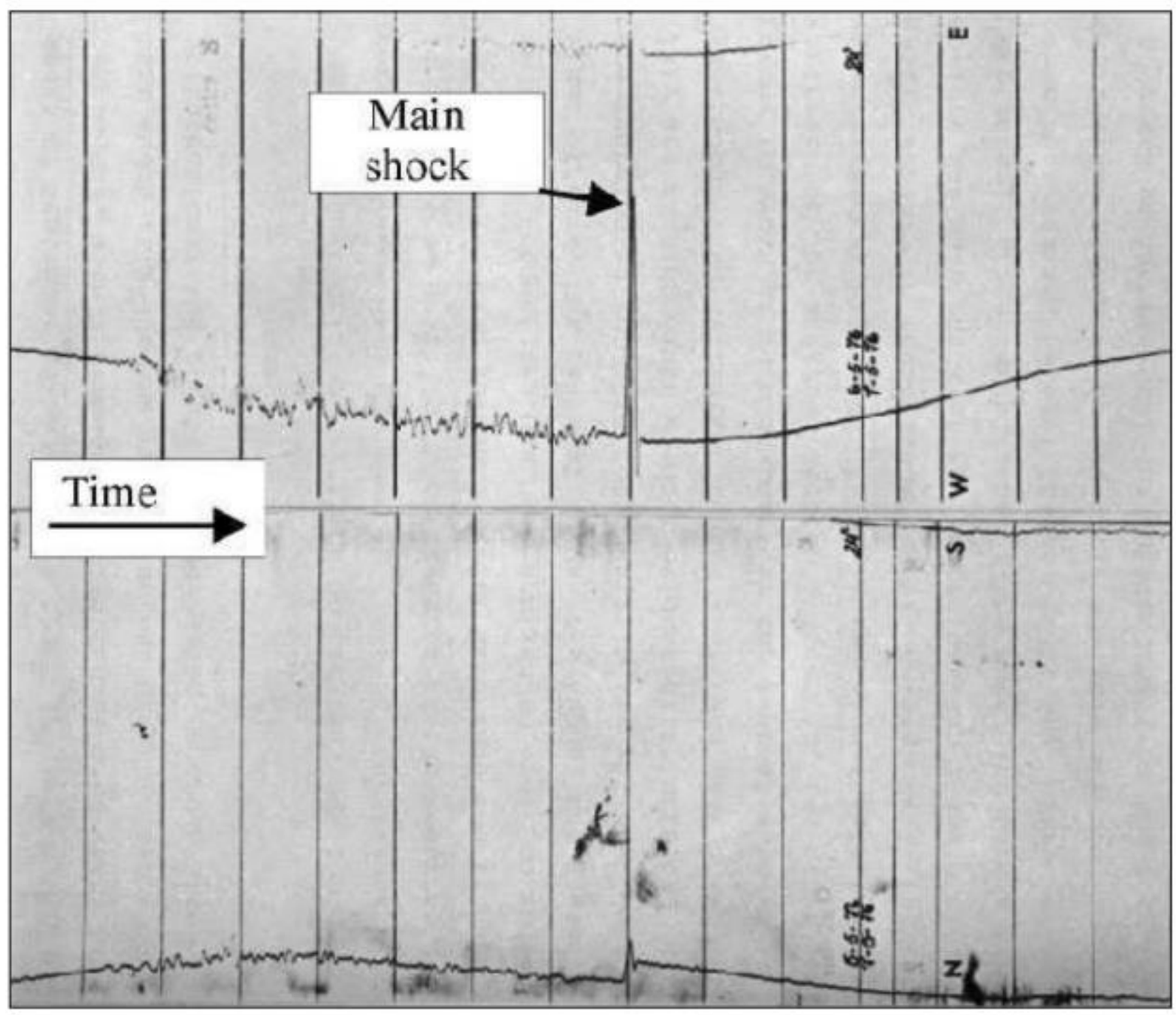
Fig. 11 - Sorgenti dei principali terremoti della sequenza del 1976 (modificata da Burrato et al., 2008): 6 maggio (rettangolo rosso), 11 settembre (rettangolo blu), 15 settembre 03:15 (rettangolo verde) e 15 settembre 09:21 (rettangolo viola).



I pendoli geodetici rilevano i movimenti lenti della crosta indotti da effetti di marea e da movimenti tettonici e anche i movimenti veloci indotti da forti terremoti. I pendoli della Grotta Gigante furono costruiti all'inizio degli anni '60 del 20° secolo sotto la supervisione del prof. Antonio Marussi allo scopo di registrare tutte le deformazioni alle quali è sottoposta la Grotta Gigante. Il 26 gennaio 1973 un evidente salto fu registrato su ambedue le componenti dei pendoli Marussi e perturbazioni di nuovo tipo rispetto ai disturbi osservati nel passato seguirono per sei ore (Fig. 12). Questo tipo di perturbazioni si ripetè sempre più frequentemente in seguito, per interrompersi bruscamente con la scossa del 6 maggio e comparire nuovamente, anche se in maniera debole, prima delle scosse di settembre. Da allora, quel tipo di perturbazione non è stato più registrato. L'interpretazione che fu proposta collegò le perturbazioni a fenomeni di *creep* o di dilatanza pre-sismica (Chiaruttini e Zadro, 1976). Il verificarsi di terremoti silenziosi, una sorta, cioè, di lento scivolamento al di sotto della zona focale del 6 maggio, è stato suggerito, invece, come fonte delle oscillazioni osservate da studi successivi (Bonafede et al., 1983).

Sia le scosse di Latisana che i disturbi sui pendoli della Grotta Gigante furono, dunque, interpretati come fenomeni precursori del terremoto del Friuli, anche se am-

Fig. 12 - Transienti registrati dalle 2 componenti orizzontali dei pendoli Marussi ubicati nella Grotta Gigante (da Chiaruttini e Zadro, 1976). Si può vedere che il disturbo scompare dopo la scossa del 6 maggio (main shock in figura).



bedue i fenomeni rimangono ancora non pienamente compresi.

Conclusioni

Il terremoto del 6 maggio 1976 in Friuli è stato il primo forte sisma italiano studiato con dati e metodologie scientificamente evolute.

La Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia finanziò, nell'ambito degli interventi per la ricostruzione delle aree terremotate, la realizzazione della rete sismometrica regionale che fu inaugurata il 6 maggio 1977 con le prime 4 stazioni, ubicate nell'area epicentrale. Negli anni successivi il numero di stazioni aumentò fino a raggiungere l'attuale configurazione con 21 stazioni, che si affiancano a quelle della Regione Veneto e delle Provincie Autonome di Trento e di Bolzano per formare la rete sismometrica dell'Italia nord-orientale.

Come descritto per il terremoto del 1976, la complessità tettonica della regione, caratterizzata da sistemi di sovrascorrimenti e faglie inverse che, verosimilmente, interferiscono fra loro in profondità e sono pure dislocati in taluni casi da faglie trascorrenti minori, ha reso estremamente difficile l'associazione degli ipocentri, localizzati spesso con ampi margini d'incertezza sulla profondità, alle faglie. Il miglioramento delle localizzazioni ipocentrali, ottenuto tramite l'attuale migliore distribuzione delle

stazioni della rete sismometrica regionale, permette ora una buona definizione dei volumi sismicamente attivi e, di conseguenza, anche il collegamento con le faglie risulta agevolato, anche se l'associazione del terremoto alla faglia generatrice rimane affetto da larghe incertezze.

Allo stato attuale delle conoscenze si può affermare che la sequenza sismica iniziata il 6 maggio 1976 rappresenta l'evoluzione di un fenomeno complesso che ha interessato più strutture tettoniche di tipo inverso, spesso cieche. L'interpretazione più recente (Burrato et al., 2008) ha individuato specificatamente quattro faglie quali responsabili delle scosse più forti, che hanno prodotto praticamente tutto lo scarico di energia della sequenza. La complessità tettonica della regione colpita, caratterizzata da numerosi sistemi di faglie soprattutto inverse, e il rilascio intermittente di energia elastica con tre episodi principali (maggio, 11 e 15 settembre 1976), senza considerare anche il forte terremoto del 16 settembre 1977 ancora nell'area epicentrale, caratterizzano verosimilmente il terremoto del 1976 come l'evento massimo esprimibile dalle sorgenti sismiche del Friuli centrale.

Per i motivi sopra esposti risulta importante spremere tutto quanto possibile dai dati della sequenza iniziata il 6 maggio 1976 e da quelli registrati negli anni successivi al fine di individuare con precisione le sorgenti sismiche attive nell'Italia nord-orientale e definirne le caratteristiche (magnitudo massima e intervallo di ricorrenza).

Ringraziamento. *Giovanni Battista Carulli, Università di Trieste, ha fornito utili commenti sulla stesura originale del manoscritto.*

Bibliografia

Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B. and Muzzin A.; 1976: *Geodynamic outline and seismicity of Friuli Venetia Julia region.* Boll. Geof. Teor. Appl.,18, 217-256.

Aoudia A., Saraò A., Bukchin B. and Suhadolc P.; 2000: *The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later.* Geoph. Res. Lett., 27, 573-576.

Barbano M.S., Kind R. and Zonno G.; 1985: *Focal parameters of some Friuli earthquakes (1976-1979) using complete theoretical seismograms.* J. Geophys., 58, 175-182.

Bonafede M., Boschi E. and Dragoni M.; 1983: *Viscoelastic stress relaxation on deep fault sections as a possible source of very long period elastic waves.* J. Geoph. Res., 88, 2251-2260.

Briseghella L., Cappellari L., Dall'Aglio B., D'Eredità R., Gori R., Simoni L., Turrini G. and Zaupa F.; *1976: Earthquake in Friuli (Italy) – 1976. Damage to historical monuments and other buildings of artistic interest.* Boll. Geof. Teor. Appl., 18, 1203-1452.

Burrato P., Poli M.E., Vannoli P., Zanferrari A., Basili R. and Galadini F.; 2008: *Sources of MW 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence.* Tectonophysics, 453, 157-176.

Cagnetti V. and Pasquale V.; 1979: *The earthquake sequence in Friuli, Italy, 1976.* Bull.

Seism. Soc. Am., 69, 1797-1818.

Carulli G.B. and Slejko D.; 2005: *The 1976 Friuli (NE Italy) earthquake.* Giornale di Geologia Applicata, 1, 147-156.

Cheloni D., D'Agostino N., D'Anastasio E. and Selvaggi G.; 2012: *Reassessment of the source of the 1976 Friuli, NE Italy, earthquake sequence from the joint inversion of high-precision levelling and triangulation data.* Geoph. J. Int., 190, 1279-1294.

Chiaruttini C. and Zadro M.; 1976: *Horizontal pendulum observations at Trieste.* Boll. Geof. Teor. Appl., 18, 441-455.

Cipar J.; 1980: T*eleseismic observations of the 1976 Friuli, Italy, earthquake sequence.* Bull. Seism. Soc. Am., 70, 963 - 983.

Colautti D., Finetti I., Nieto D., Pupis C., Russi M., Slejko D. and Suhadolc P., 1976. *Epicenter distribution and analysis of 1976 earthquakes and aftershocks of Friuli.* Boll. Geof. Appl., 18, 457-548.

Engdahl E.R. and Villaseñor A.; 2002: *Global seismicity: 1900–1999.* In: Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C. and Kisslinger C. (eds), International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A, Chapter 41, Academic Press, pp. 665–690.

Engdahl E.R., van der Hilst R.D. and Buland R.; 1998: *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures.* Bull. Seism. Soc. Am., 88, 722-743.

Finetti I., Giorgetti F., Haessler H., Hoang Trong P., Slejko D. and Wittlinger G.; 1976: *Time space epicenter and hypocenter distribution and focal mechanism of 1976 Friuli earthquakes.* Boll. Geof. Teor. Appl., 18, 637-655.

Finetti I., Russi M. and Slejko D.; 1979: *The Friuli earthquake (1976-1977).* Tectonophysics, 53, 261-272.

Giorgetti F.; 1976: *Isoseismal map of the May 6, 1976 Friuli earthquake.* Boll. Geof. Teor. Appl., 18, 707-714.

Poli M.E., Peruzza L., Rebez A., Renner G., Slejko D. and Zanferrari A.; 2002: *New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy).* Boll. Geof. Teor. Appl., 43, 53-78.

Pondrelli S., Ekström G. and Morelli A.; 2001: *Seismotectonic re-evaluation of the 1976 Friuli, Italy, seismic sequence.* Journal of Seismology, 5, 73-83.

Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds); 2016: *CPTIl5, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes.* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, doi:http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTIl5.

Slejko D.; 2016: *Terremoto del 1976 in Friuli: l'eredità nel campo sismologico.* Rassegna Tecnica del Friuli Venezia Giulia, 4/2016, 19-26.

Slejko D., Carulli G.B., Nicolich R., Rebez A., Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Iliceto V., Semenza E. and Zanolla C.; 1989: *Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: a review.* Boll. Geof. Teor. Appl., 31, 109-136.

[2]
GLI EFFETTI SUL TERRITORIO DEL SISMA DEL 1976

Gianni Lenarduzzi
Libero Professionista
lenarduzzig@libero.it

Generalità

Posto a cavallo di grandi unità geologiche con caratteri stratigrafici e strutturali differenziati (Alpi Meridionali e Alpi Dinariche), il Friuli è stato in passato interessato con regolarità da ripetuti eventi sismici, alcuni di particolare intensità, da imputare principalmente alle caratteristiche tettoniche del territorio.

In Friuli, specie nella porzione montana, sono presenti in affioramento rocce rappresentative di un'enorme successione stratigrafica che va dall'Era Paleozoica a quella Cenozoica. Se si considerano poi i depositi quaternari intravallivi antichi e recenti, nonché quelli della pianura friulana si può affermare che nel Friuli sono presenti le testimonianze pressoché continue di eventi geologici verificatisi dall'Ordoviciano Superiore fino a oggi, cioè nell'arco di oltre 450 milioni di anni.

Nello stesso periodo geologico, quindi, ad azioni di erosione si accompagnarono azioni di trasporto e di sedimentazione in luoghi diversi e, inoltre, negli stessi luoghi si poterono accavallare nel tempo ambienti diversi che si andavano modificando. Ma poiché a ogni ambiente, in funzione dei parametri fisici, chimici, biologici che lo presiedono, corrisponde un certo tipo di deposito e, quindi, in definitiva, la formazione di un certo tipo di roccia, si può immaginare quanto varia sia stata la litologia, anche se ripetuta nel tempo, e come sia quindi giustificato il complesso mosaico geologico oggi esistente.

Tutte queste rocce sono distribuite secondo "unità", intendendo con questo termine un complesso di rocce, anche diverse, formatesi in un determinato intervallo di tempo geologico.

La successione sedimentaria affiorante nella regione, molto varia e complessa, raggiunge uno spessore notevole che supera i 15.000 m (Martinis, 1971); oggi vediamo solo gli spezzoni di questa enorme sequenza (catene montuose, rilievi isolati,...) variamente dislocati e traslati, per cause tettoniche, gli uni rispetto agli altri, nonché nel loro ambito.

La giacitura della stratificazione, per esempio, non è più (o quasi mai) l'originaria, essenzialmente orizzontale, bensì variamente orientata nello spazio e spesso variabile da

Fig. 1a - Alternanze di calcari e marne.

Fig. 1b - Piega nella formazione di Livinallongo.

luogo a luogo anche nell'ambito di un singolo affioramento; si osservano spesso fenomeni anche vistosi di piegatura degli strati con tendenza fino al rovesciamento (Figg. 1a e 1b).

Le diverse unità rocciose sono scompaginate e separate da quelle adiacenti in modo discontinuo mediante faglie. Le sovrapposizioni anomale su scala regionale di termini più antichi ricoprenti termini più recenti sono frequenti; non mancano esempi di scivolamento, anche grandiosi.

Al di là di questa schematica semplificazione, resta la complessità cronostratigrafica, litologica e strutturale della geologia del Friuli che non può essere descritta complessivamente salvo incorrere in una trattazione ponderosa e dai riscontri poco evidenti. È preferibile, pertanto, tratteggiare schematicamente la descrizione e l'evoluzione geologica per settori, adottando (Gortani, 1960) la suddivisione del territorio in "unità geologiche" (Fig. 2).

Tali unità, oltre ad avere ciascuna una propria individualità (e quindi caratterizzazione) geologica, rappresentano anche settori orografici e quindi geografici distinti, a conferma dell'influenza determinante che la litologia e la tettonica hanno sulla geomorfologia di un territorio.

La Catena Carnica

Occupa l'estrema fascia settentrionale del territorio ma geologicamente, e geograficamente, supera i limiti politici e amministrativi interessando in parte il Cadore, in Veneto, e il territorio austriaco fino alla valle della Gail.

A Sud è marcata dalla depressione longitudinale data dall'allineamento delle valli Pesarina, Calda, Pontaiba, Pontebbana e Canale. È questo il settore di dominio delle rocce paleozoiche (da cui anche il nome di Catena Paleocarnica) che hanno il termine più antico nelle arenarie e peliti ordoviciane (Formazione di Uqua) affioranti a Nord di Ugovizza, alla Creta di Collinetta e a Nord di Paularo.

A condizioni di mare poco profondo responsabili di questi depositi seguirono nel

Fig. 2 - Le unità geologiche del Friuli Venezia Giulia (Gortani, 1960).

Devoniano, con fenomeni di transizione, lunghi periodi con prevalente costruzione di piattaforme carbonatiche organogene ben visibili nei gruppi del Volaia, Coglians, Pizzo di Timau, Cavallo di Pontebba. La crescita di tali piattaforme venne troncata da moti tettonici distensivi che portarono allo sprofondamento di queste scogliere.

Nel Carbonifero medio si assistette a un rapido e generalizzato avanzamento del mare nel quale, con il contributo di frane sottomarine e di correnti di torbidità che inglobarono lembi di colate vulcaniche sottomarine, si depositarono argilliti, arenarie e siltiti bruno-nerastre (Formazioni dell'Hochwipfel e di Dimon).

Dopo alterne vicende di ritiri e avanzate del mare, nonché di variazioni della profondità a causa di dislocazioni di masse dovute al progredire della tettonica ercinica, con il Carbonifero superiore la Catena Carnica emerse e dal suo smantellamento ebbe origine il deposito dei sedimenti clastici, con cui iniziò la deposizione del "Permo-Carbonifero Pontebbano", ben rappresentati specie a Pramollo. Dopo una tendenza all'abbassamento nel Permiano inferiore, con deposizione di prevalenti rocce carbonatiche (scogliera della Creta di Aip), nel Permiano medio l'area carnica andò in sollevamento.

All'ambiente marino si sostituì quello continentale con la presenza di gessi che indicano un mare sottile, in intensa evaporazione in corrispondenza di bacini lagunari isolati.

Le Alpi Carniche Meridionali (o Alpi Tolmezzine)

Situate a Sud dell'unità precedente, le Alpi Carniche Meridionali si estendono fino all'alto corso del fiume Tagliamento mentre sfumano più a oriente nelle Alpi Giulie all'altezza di Tolmezzo-Moggio Udinese. È questo il dominio dei sedimenti mesozoici (triassici, in particolare) con grande sviluppo di rocce arenacee, calcareo-marnose e calcareo-dolomitiche fino a dolomie, sovrapposte a un substrato tardo paleozoico.

L'avanzata progressiva del mare permiano diede luogo, nel tempo, a brecce dolomitiche cariate e a calcari neri (Formazione a Bellerophon) sui quali si depositano alternanze di calcari, marne e, da ultimo, arenarie e siltiti dal tipico colore violetto e giallo-verdastro (Formazione di Werfen).

La tendenza al riempimento dell'ampio bacino marino a causa di abbondanti apporti detritici, nonché un generale sollevamento dell'area, portò nel Triassico medio (Anisico e Ladinico) a condizioni di mare molto basso con formazione prevalente di piattaforme carbonatiche subsidenti, piatte ed estese.

Alla fine del Triassico si produsse un ambiente generalizzato di sedimentazione uniforme e tranquilla riferibile a bassi, piatti ed estesi fondali che portò alla creazione di corpi dolomitici in lento sprofondamento e continua crescita. Ebbe così origine la formazione della Dolomia principale del Norico, caratteristica di tutte le Alpi Meridionali.

Le Alpi Giulie occidentali

Le Alpi Giulie costituiscono l'unità geologica in continuazione orientale con le Alpi Tolmezzine e si prolungano nel territorio della Repubblica della Slovenia. In questo settore affiorano in prevalenza rocce mesozoiche, con particolare sviluppo della Dolomia Principale del Triassico superiore. L'area resta caratterizzata dallo sviluppo prevalente delle scogliere dolomitiche massicce, i relitti delle quali si ergono nei bei gruppi montuosi della catena del Mangart e Canin (ove la Dolomia Principale supera i 2.000 metri di spessore).

Le Prealpi Carniche

Sotto questo nome si comprendono i rilievi che dalla valle dell'alto Tagliamento si estendono fino alla pianura friulana sviluppandosi quindi a Sud delle Alpi Tolmezzine.

In questo settore è presente una successione di terreni spessa ben 7.000 metri che va dal Triassico superiore al Miocene superiore. La serie inizia generalmente con la Dolomia Principale massiccia occupando quasi integralmente la porzione centro-settentrionale delle Prealpi Carniche; essa si estende infatti, dall'alta Val Tagliamento fino a una congiungente ideale Barcis-Andreis-Poffabro-Campone-Pielungo-Trasaghis, interessando tutti i rilievi compresi in quest'area.

Si evidenzia che a Sud di tale congiungente si estendono litotipi cretacei e di età successiva, senza l'interposizione di termini giurassici in quanto, ivi, il contatto è tettonico per la presenza della "piega-faglia periadriatica", imponente disturbo regionale.

Ulteriori emersioni portarono le Prealpi Carniche ad individuarsi nelle grandissime linee, formando, a Sud di esse, bacini poco profondi nei quali si depositarono sabbie, argille e marne oligoceniche nonché piccole lagune da cui trassero poi origine limitati banchi di lignite.

Violente spinte di sollevamento alla fine del periodo portarono al definitivo allontanamento del mare dalla fascia prealpina, alla formazione di un potente conglomerato ed alla individuazione dei principali lineamenti orografici.

Le Prealpi Giulie

Si estendono a Sud delle Alpi omonime, in continuazione orientale con le Prealpi Carniche dalle quali sono separate dalla valle meridiana del medio corso del fiume Tagliamento.

Essendo l'intaglio del fiume un episodio di erosione relativamente recente (facilitato da precedenti faglie NNE-SSW sulle quali il fiume si è impostato) è evidente che la geologia d'insieme di questa unità prealpina è abbastanza simile nei suoi caratteri litologici e strutturali a quella già descritta per le Prealpi Carniche, anche se risente di uno stile tettonico più dinarico che alpino. Pertanto, ci si limita a descrivere, a grandi tratti, la litologia delle aree più note.

I grandi affioramenti di dolomie e calcari dolomitici triassici già descritti nelle Alpi Giulie, continuano anche più a Sud interessando ambo i versanti della Val Resia (limite settentrionale dell'unità in questione), il M. Plauris, la maggior parte della Catena dei Musi, del M. Chiampon e del Gran Monte.

Tali condizioni sono risentite anche nel Cretacico rappresentato, abbastanza scarsamente, da calcari biancastri al M. Bernadia, alla testata della valle del Natisone e, in generale, a cavallo del confine orientale presente in affioramenti discontinui. Massima estensione assumono i successivi depositi cenozoici e, più in particolare, quelli eocenici. Essi interessano praticamente tutti i rilievi collinari a dolce morfologia da poco a Sud di Gemona fino all'estremo limite sud-orientale del Friuli. Si tratta di potenti depositi flyscioidi dati da fitte e regolari alternanze di straterelli arenacei e marnosi.

L'anfiteatro morenico

Anche se il termine di anfiteatro morenico per il Friuli ha una sua collocazione geografica ben precisa, si ritiene opportuno, per praticità, descrivere gli effetti generali del glacialismo anche per quanto riguarda i rilievi alpini e prealpini del territorio preso in esame. Infatti l'esito delle ripetute glaciazioni quaternarie ebbe un'importanza determinante sia nell'azione di modellamento dei rilievi sia nell'azione di deposito dei materiali, in quantità talora cospicue. Si pensi infatti che per diverse centinaia di migliaia di anni, anche se a intervalli, l'intero settore alpino fu coperto da una calotta glaciale pressoché continua dalla quale emergevano, isolate, le cime più alte (Fig. 3).

Lo spessore dei ghiacci poteva superare il migliaio di metri specie nella bassa Carnia com'è testimoniato dall'attuale dolce morfologia dei rilievi sottoposti alla lenta azione modellatrice, dai depositi morenici alle alte quote e dalla forma tipica del profilo trasversale delle valli principali. Resti delle più antiche glaciazioni pleistoceniche sono talvolta incerti sia per l'impossibilità di datazione su base paleontologica, sia per la successiva azione di demolizione e copertura a opera dell'ultima glaciazione wurmiana.

Tra i depositi fluvio-glaciali più antichi si ricorda essenzialmente l'esteso conglomerato che, in affioramenti inizialmente discontinui per l'erosione successiva (colle di Invillino, per esempio), si estende dall'alta Val Tagliamento attraverso l'altopiano

Fig. 3 - Ricostruzione del massimo glaciale in Friuli tratta dagli studi di Gortani.

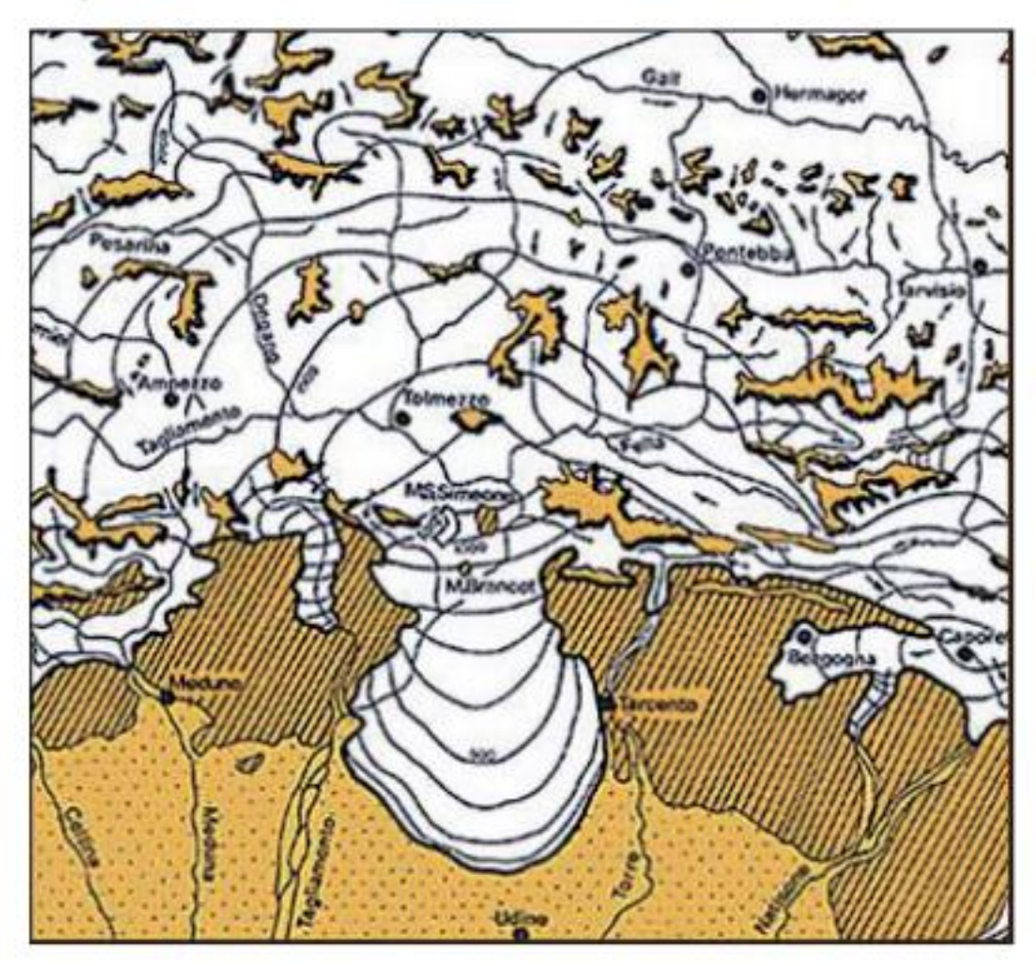


Fig. 4 - Terremoto di Canterbury (Nuova Zelanda) 2010.

di Verzegnis fino al lago di Cavazzo, a rappresentare il letto di un paleo-Tagliamento originariamente defluente attraverso la soglia di Somplago.

L'ultima glaciazione ha adagiato i depositi più imponenti; infatti, oltre ad abbandonare morene più o meno estese sui rilievi alpini e prealpini (per lo più pianori), ha deposto l'enorme quantità di materiali, di cui si era caricata nell'intensa azione erosiva, allo sbocco della catena alpina.

Si è così formato quell'ampio anfiteatro morenico che, in triplice cerchia concentrica con convessità verso Sud, si estende da Ragogna a Qualso. I colli morenici sono costituiti da una distribuzione caotica di ciottoli (rappresentativi di tutta la litologia dell'enorme bacino glaciale a monte), sabbie, limi ed argille. Queste ultime, assieme a limitati banchi di lignite, sono più diffuse nelle depressioni fra i rilievi o nella porzione più settentrionale dell'anfiteatro e rappresentano il fondo di antichi bacini lacustri derivanti dalle acque di fusione dei ghiacci. Relitto più vistoso di questi ultimi è il lago di Cavazzo, a sua volta lembo superstite di un ben maggiore bacino che occupava l'intera attuale piana di Osoppo.

La pianura friulana

Con l'evoluzione pleistocenica il mare avanza nuovamente, e per l'ultima volta, su un'area oggi chiamata pianura friulana in precedenza emersa, ma limitandosi a brevi invasioni nel settore sud-occidentale. Esso, infine, nel successivo periodo olocenico, si ritira di parecchio più a Sud per raggiungere più o meno l'attuale posizione, salvo variazioni della linea di riva che sono continuate anche in epoca storica (si pensi, ad esempio, all'interramento del porto romano di Aquileia).

La regressione del mare, e quindi l'avanzata definitiva (almeno per i nostri giorni)

Fig. 5 - Alcuni effetti del maremoto di Messina 1908.

del regime continentale nella pianura friulana, è determinata dall'enorme quantità di materiali alluvionali che i fiumi scaricano a valle. Si sono formate così le estese e piatte conoidi a guisa di ampi ventagli sovrapposti e saldati ai bordi, specie allo sbocco del Tagliamento, del Meduna, del Cellina, del Natisone e dell'Isonzo.

In questi depositi troviamo una variazione litologica in senso longitudinale e una variazione granulometrica in senso meridiano. La prima è in accordo con la litologia dominante nei rispettivi bacini imbriferi: prevalentemente calcareo-dolomitica a occidente e nella porzione centrale, con maggiori apporti relativi di rocce terrigene a oriente, dato il già accennato prevalere degli affioramenti flyscioidi nel settore prealpino giuliano.

Procedendo da Nord a Sud, invece, in accordo con la debole pendenza della pianura verso il mare e con la classica deposizione selettiva di un corso d'acqua secondo grandezze granulometriche decrescenti, si passa dai ciottoli e ghiaie dell'alta pianura friulana a sabbie, limi e argille della bassa pianura a partire dalla "linea delle risorgive".

Gli effetti sul territorio

Dal latino *terrae motus*, "movimento della terra", il terremoto è un rapido scuotimento del suolo causato dalla fratturazione delle masse rocciose sottoposte a sforzo. È come una perdita di equilibrio delle masse rocciose/depositi incoerenti costituenti la parte più superficiale della Terra. Le onde sismiche originatesi all'ipocentro si propagano in tutte le direzioni.

L'impatto di un terremoto con l'ambiente in generale si esprime con diversi tipi di conseguenze, dirette o indotte, che vengono genericamente indicate col termine di ***effetti dei terremoti*** (Figg. 4, 5, 6)

A seguito dei terremoti si possono verificare importanti effetti geologici che portano ad alterare la situazione preesistente. Questo avviene, per esempio, con il distacco e la caduta di massi da cenge rocciose e vere frane, con il formarsi di fenditure nel terreno

Fig. 6 - Maremoto del Giappone - 2011.

dalle quali possono fuoriuscire fluidi e sedimenti, e con la scomparsa di sorgenti o variazioni della loro portata.

Il terremoto del Friuli rappresenta al riguardo un esempio ritenuto eccezionale; i suoi effetti geologici sono stati notevoli, in particolare a causa della natura delle rocce affioranti, molto fragili, e della presenza di rilievi accidentati con un'evoluzione ancora in atto. Sono state pertanto "rinfrescate" molte forme dei versanti con rimessa a "vivo" di scarpate rocciose, "rimessa in movimento" di aree in precedenza dissestate e stabilizzate, "riattivati" antichi coni di detrito e di deiezione.

L'effetto più vistoso è rappresentato dalle frane, di cui sono state accertate oltre mille unità, di dimensioni molto variabili, dal grande ammasso roccioso alla semplice caduta di blocchi isolati.

Sui versanti della Valle del Tagliamento e dei suoi affluenti si verificarono, sia in maggio che in settembre 1976 numerose frane con effetti spesso disastrosi sugli edifici posti alla base del pendio. Questi fenomeni sono stati oggetto di uno studio sistematico sull'area maggiormente interessata dal terremoto con lo scopo di ottenerne una rappresentazione cartografica completa, con la distinzione dei caratteri più evidenti, e di analizzarne la distribuzione in rapporto alle condizioni strutturali e morfologiche, locali e generali.

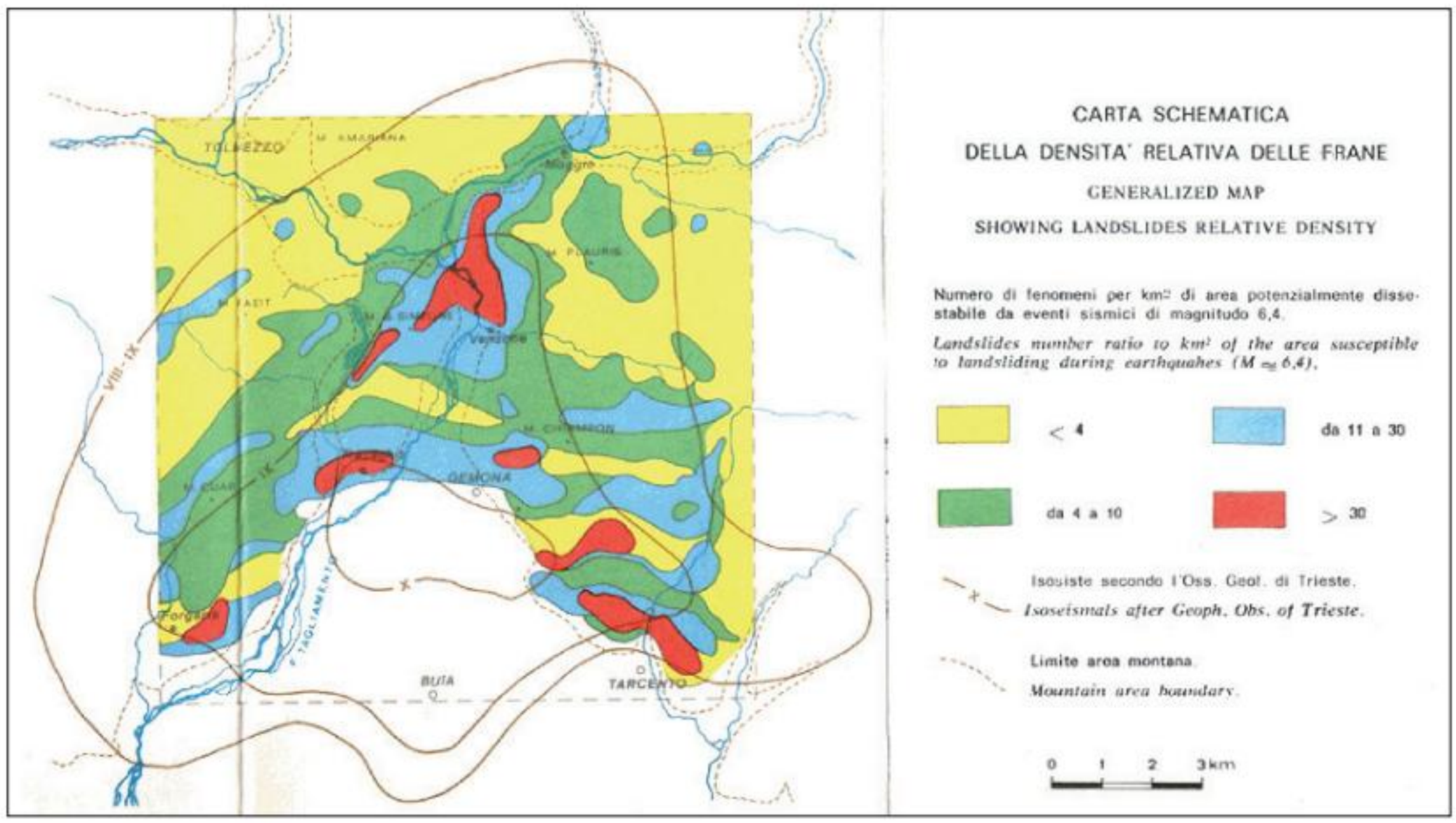
Fig. 7 (in alto a sinistra) - Terremoto di Kobe, 1995.
Fig. 8 (in alto a destra) - Majano, 1976.
Fig. 9 - Forgaria, 1976.

Scuotimento del terreno

Il danneggiamento che il passaggio delle onde sismiche può provocare in caso di forte terremoto è fortemente influenzato dalle condizioni geologiche e dalla natura superficiale dei terreni, dalla presenza di acqua nei primi metri del sottosuolo, nonché dal tipo di costruzioni presenti nell'area interessata. Terreni di diversa natura, vale a dire, a composizione differente, si comportano in modo dissimile se sollecitati dal passaggio delle onde sismiche. Per esempio, alcuni tipi di sedimi possono assorbire le onde sismiche, mentre altri tipi possono creare una amplificazione dello scuotimento. In quest'ultimo caso, le modifiche del substrato possono ripercuotersi sulle costruzioni, danneggiandole gravemente (Figg. 7-9).

In occasione di forti terremoti, come quello del Friuli, si è osservato che in una stessa località edifici strutturalmente uguali, costruiti nello stesso periodo e posti a poche decine di metri l'uno dall'altro, riportarono danni sostanzialmente differenti. In questi casi, le indagini geotecniche effettuate hanno evidenziato che le fondazioni poggiavano su terreni a diversa composizione, che hanno "risposto" in modo diverso al passaggio delle onde sismiche.

Fig. 10 - Da *Carta delle frane* - Govi, Sorzana - Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia V.83, n.2, 1977, Milano.



Frane

A seguito del sisma del 1976, un'indagine sull'estensione e le caratteristiche del fenomeno frane è stata fatta da Govi e Sorzana (1977) (Fig.10), anche utilizzando fotografie aeree eseguite prima e dopo l'evento. I dissesti identificati, ed esaminati anche sul terreno, corrispondono in genere a frane di crollo avvenute in corrispondenza di pareti rocciose, in precedenza variamente fratturate. Spesso durante il fenomeno sono stati coinvolti anche i depositi detritici preesistenti lungo il versante, con conseguente notevole accumulo di materiale a valle.

Le frane accertate dopo il terremoto sono state distinte in tre tipi (Govi e Sorzana, 1977).

Il primo tipo comprende gli eventi verificatisi lungo discontinuità preesistenti, parallelamente alla parete rocciosa. La massa precipitata è pertanto in diretta relazione con la giacitura delle fratture e la pendenza del versante. Il dissesto è avvenuto dapprima per traslazione del corpo roccioso, poi per scivolamento oppure per ribaltamento dello stesso.

Durante la caduta la massa rocciosa si è frantumata con distribuzione a ventaglio dei singoli elementi e rotolio dei blocchi maggiori oltre la base del versante (Fig. 11).

La frana di Punta Sopra Castello (Fig.12), una delle maggiori accertate, si è verificata a seguito della forte scossa del 15 settembre, in corrispondenza di brecce quaternarie ben cementate e disposte in strati a franapoggio.

Il volume totale della roccia franata, che ha lasciato segni inconfondibili, è stato

Fig. 11 - Monte Brancot. Al centro dell'area maggiormente danneggiata, i versanti del San Simenone e del Brancot risultarono sfregiati dalle frane; durante la scossa di settembre, la polvere che si leva dalle pareti parla da sola.

Fig. 12 - Punta Sopra castello (Portis): distacchi in brecce.

valutato in circa 50.000 mc. Massi di notevoli dimensioni, spinti dalla gravità, sono rotolati a valle dell'accumulo principale, invadendo la sede della strada statale Pontebbana e spingendosi anche oltre. L'elemento più avanzato, con dimensioni di 6 x 5 x 4 m, ha percorso, dal punto di distacco, 735 m.

Anche per la frana di Braulins (Figg. 13-14), avvenuta a seguito della scossa del 6 maggio, le tracce lasciate sul terreno sono vistose e condizionano il versante. Come per la precedente, la roccia coinvolta è rappresentata da brecce quaternarie ben cementate, in banchi affioranti a franapoggio ed interessati da più sistemi di fratture lungo le quali si è verificato il distacco. Il volume della massa franata si aggira sui 25.000 mc; numerosi massi sono rotolati oltre il piede del versante e il più sopravanzato, avente dimensioni di 6,5 x 6 x 6 m e un peso stimato di 700 t, ha percorso 441 m di cui 33 in piano, rotolando attorno al proprio asse maggiore.

Per queste frane di crollo è stata statisticamente accertata una correlazione tra altezza di caduta e punto di arresto del blocco più avanzato. Inoltre una certa correlazione è possibile fra la morfometria del pendio coinvolto nel dissesto e l'angolo che fa la retta ("linea di energia") congiungente i punti di distacco e di arresto del blocco più avanzato (Bertozzi e Onofri, 1978).

Al secondo tipo appartengono le frane che interessano masse rocciose intensamente fratturate per cui, agevolati anche dai giunti di stratificazione, si isolano frammenti che restano in condizioni di equilibrio precario. Questi, se sollecitati, si staccano ribaltandosi, talora dopo un breve scivolamento. Mentre nella condizione precedente la superficie topografica subisce una radicale modifica, nel caso in esame il dissesto porta a una semplice progressiva riduzione di pendenza del versante. Questo tipo di frana si è manifestato in forma molto diffusa dove affiorano rocce calcaree e

Fig. 13 - Frana di Braulins.

Fig. 14 - Massi alla base del pendio.

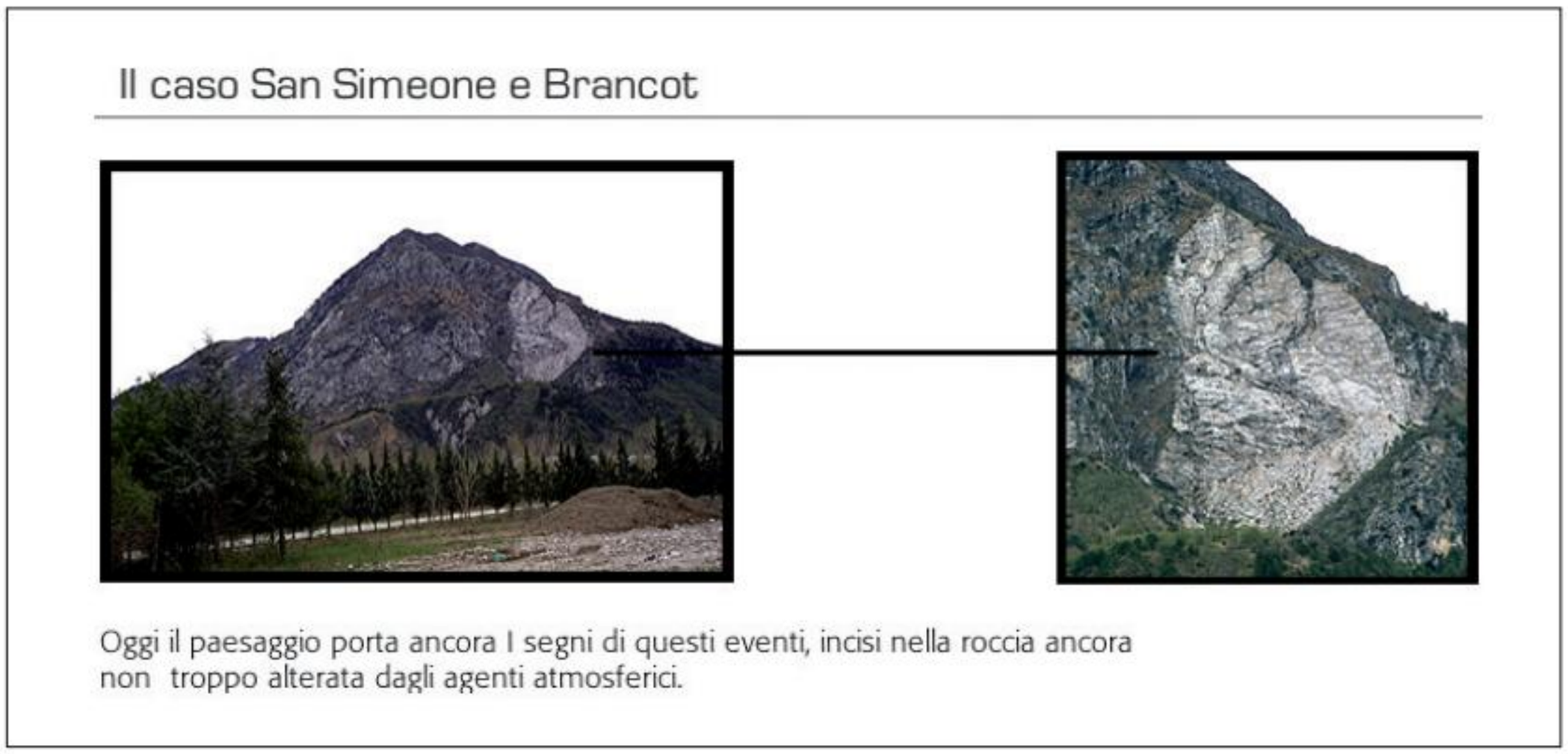
dolomitiche del Mesozoico.

A tale tipo vanno ascritte le numerose frane di Monte Boscàtz, Costone Sclauzòns (Portis), Monte Deneàl, nonché le fasce detritiche presenti lungo i versanti del Monte San Simeone, del Monte Clapòn di Mai e del Monte Faeit.

La frana di Monte Boscàtz (gruppo del Monte Brancot a nord di Trasaghis) (Fig.15), ad esempio, è avvenuta in corrispondenza di dolomie del Triassico superiore, in strati disposti a franapoggio e ha coinvolto un volume di roccia valutato in circa 100.000 mc. Già in passato lungo questo versante erano avvenuti dissesti simili, anche se meno imponenti, i cui prodotti andavano ad alimentare un cono di detrito presente verso la base del versante. A seguito della scossa del 6 maggio 1976 il materiale franato si è pertanto riversato sui depositi precedenti, occupando inoltre sia il fondovalle, per un tratto superiore ai 250 m, sia il versante opposto e dando luogo a una coltre di detrito spessa una decina di metri.

Al **terzo tipo** appartengono i dissesti caratterizzati da distacchi avvenuti lungo i giunti di stratificazione della massa rocciosa disposti a franapoggio; si è avuto pertanto un semplice scivolamento che ha lasciato in generale inalterata la pendenza media del versante pur modificandone la forma. Questo tipo di frana è meno diffuso: esempi chiari si osservano lungo il versante settentrionale del Monte Deneàl, del Monte San Simeone e del Monte Festa (Fig. 16).

Fig. 15 - Frana del Monte Boscatz.



Un altro esempio di sensibili modifiche di versante, a seguito del sisma del 6 maggio, può essere offerto dalla frana di Selva Piana, a Est dei Rivoli Bianchi di Venzone (versante sinistro del Rio Pozzolòns). Essa ha interessato calcari selciferi giurassici disposti a franapoggio con inclinazione inferiore a quella del pendio. La superficie coinvolta nel dissesto si è estesa per circa 20.000 m^2 e il volume della massa scivolata è stato di 20.000 m^3. Quasi tutto il materiale, dopo un percorso di circa 270 m, si è accumulato entro l'alveo del Rio Pozzolòns, ostruendolo in parte.

Il numero maggiore di frane, indipendentemente dal loro tipo, si è avuto in corrispondenza delle zone epicentrali delle due maggiori scosse verificatesi a maggio e settembre.

Il fenomeno, inoltre, ha investito soprattutto le rocce rigide del Mesozoico, riattivando in alcuni casi dissesti avvenuti in passato. Esso è stato acuito dal fatto che il sisma si è manifestato con una serie di scosse che hanno portato al dissesto, in molti casi, per gradi.

La caduta di ingente quantità di materiale ha avuto anche una influenza sulla torrenzialità dei bacini montani, che è stata messa in evidenza da Querini (1977).

A parte i danni verificatisi nelle opere di sistemazione idraulico forestale, effetti sensibili hanno subito i corsi d'acqua di 1° ordine per i detriti precipitati entro l'alveo che ne hanno alterato i caratteri idraulici. È il caso, per esempio, sia del Rio Scrassignis, affluente di destra dei Rivoli Bianchi di Venzone, sia dei vari rii che scendono al Torrente Vegliato, sopra Gemona.

Anche i corsi d'acqua di 2° ordine hanno visto il loro alveo profondamente alterato, come il Torrente Pozzolòns ed il Torrente Vegliato.

Fig. 16 - Masso caduto dalla cima del M. Festa e fermatosi sulla pista della costruenda Autostrada.

Fenditure nel terreno

Sebbene la dislocazione maggiore avvenga in genere lungo la faglia principale talvolta anche gli spostamenti lungo le unità secondarie sono di entità non trascurabile e quindi severamente dannosi per le opere che attraversano le superfici di rottura (Fig.17). Ai fenomeni di rottura e/o spostamento spesso si associano rotture ausiliarie che si formano in virtù di stress tensili o compressivi normali alla superficie di rottura principale; sebbene queste siano spesso localizzate nella regione epicentrale talvolta sono state osservate anche a parecchie centinaia di metri di distanza fratture di lunghezza superiore a 60 metri e con ampiezza superiore a 5 metri (Fig. 18).

Le principali fenditure apertesi in seguito al terremoto del Friuli sono state identificate in corrispondenza dei depositi incoerenti, come i detriti di falda non cementati e i conglomerati del Quaternario (Osoppo).

Gli esempi più vistosi si osservano lungo il versante meridionale del Monte Cuarnàn e nel bacino del Tremugna, sopra Peònis. Nel primo caso (Figg.19) si è prodotta una serie di fratture, alcune sviluppatesi per centinaia di metri, tra quote 820 e 970 m, con direzione prevalente Est-Ovest, piano che s'immerge verso Sud di 70°-80° (più inclinato del pendio) e spostamento verso valle che localmente può raggiungere il massimo di 150 cm. Nel secondo caso le fenditure, che interessano il fianco meridionale del Monte

Fig. 17 - Terremoto di Kumamoto - Giappone 2016.

Fig. 18 - Terremoto dell'Emilia 2012.

Fig. 19a - Monte Cuarnàn: panoramica sulla fenditura apertasi a causa del sisma del 1976.

Fig. 19b - Monte Cuarnàn: particolare della fenditura.

Cuàr, si trovano a quote comprese tra 650 e 740 m e hanno circa le stesse caratteristiche delle precedenti.

Poiché il fenomeno in tutte e due le località si è sviluppato vicino e parallelamente al citato Sovrascorrimento Periadriatico, è stato interpretato come «la manifestazione superficiale di movimenti differenziali di zolle di calcari molto fessurati per la vicinanza alla superficie di sovrascorrimento» (Commissione CNEN-ENEL 1976; Bosi et al., 1976). Successive indagini di dettaglio hanno portato a ritenere più probabile che le fratture siano dovute al distacco della falda detritica a seguito delle sollecitazioni subite dal terremoto, con conseguente lento scivolamento a valle della falda stessa, sia per le scosse successive alla principale, sia per semplice gravità (Martinis e Cavallin, 1978).

Fenditure in seno ai depositi quaternari incoerenti sono state osservate nella piana a Nord del Colle di Susàns (Majano), parallele al margine settentrionale del rilievo, e nei terrazzi alluvionali ghiaiosi di Ragogna,

A Villuzza di Ragogna, in corrispondenza del margine Ovest del terrazzo su cui giace l'abitato, a seguito del terremoto si sono aperte due depressioni imbutiformi, limitate da fratture, di cui la maggiore con un diametro di 2 m: esse sono interpretate come la conseguenza del crollo di cavità sotterranee preesistenti entro i conglomerati

Fig. 20 - Fenditure sul Colle di Osoppo.

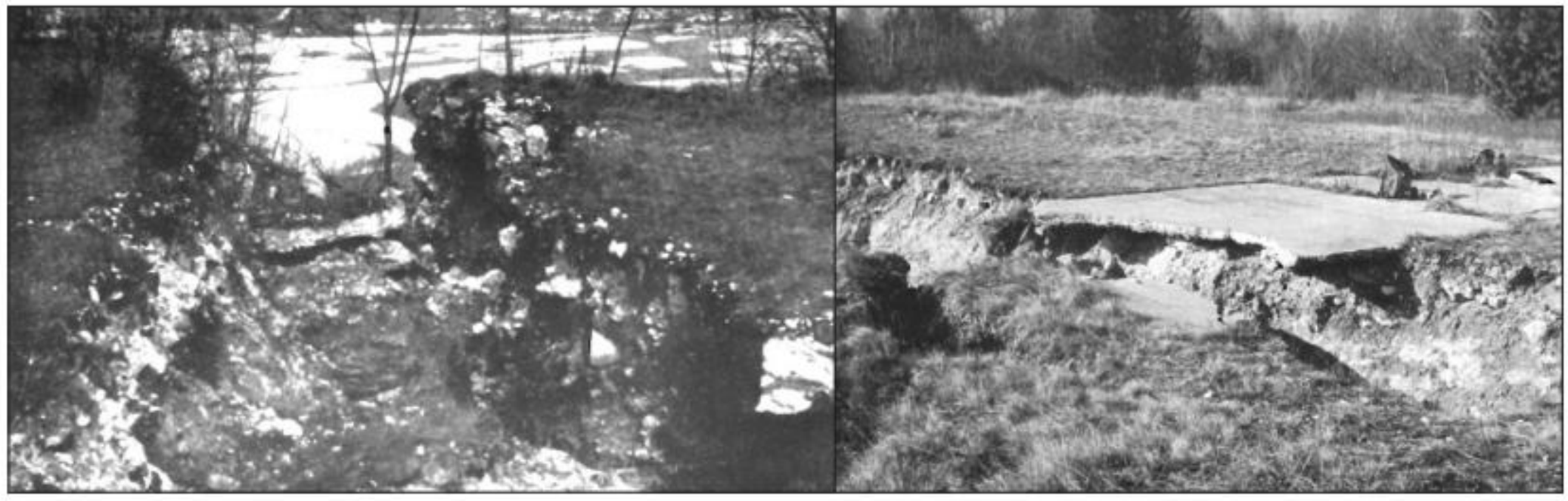
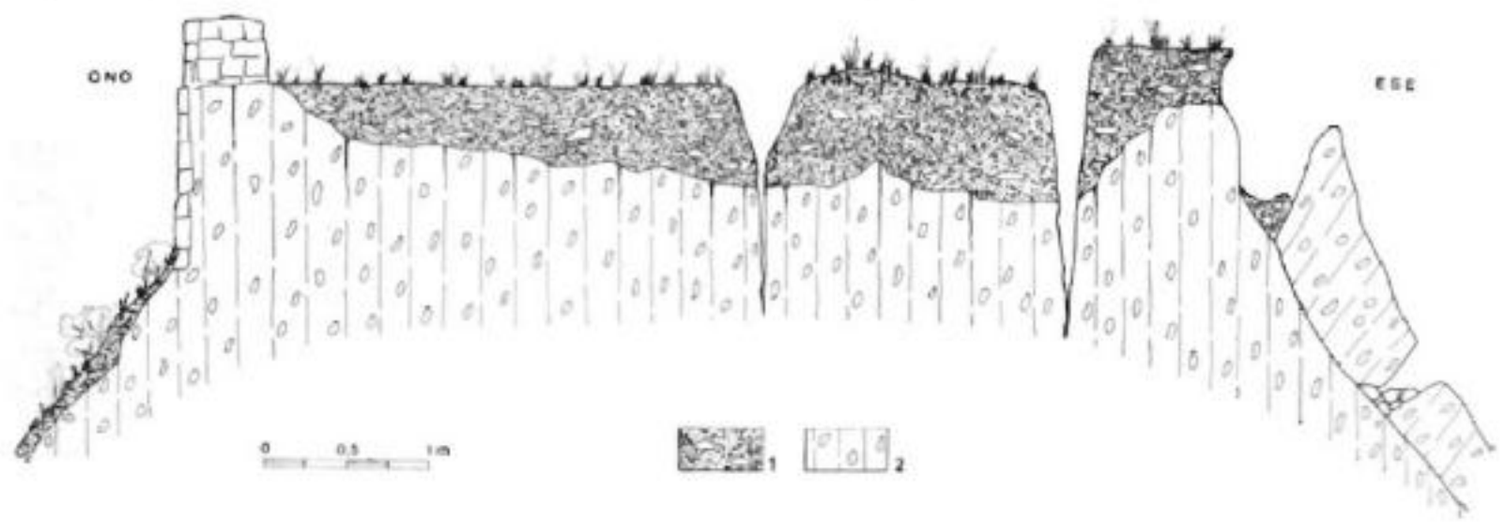


Fig. 21 - Sezione geologica attraverso il rilievo del castello di Ragogna.



che si intercalano nelle alluvioni.

Numerose fenditure sono state segnalate in corrispondenza dei depositi coerenti, soprattutto conglomerati del Quaternario (Osoppo) e del Miocene superiore (Ragogna e Manazzòn).

Al Colle di Osoppo si rilevano profonde crepe in posizione parietale orientate in prevalenza Nord Nord-Est, Sud Sud- Ovest e Nord-Est / Sud-Ovest, quindi quasi parallelamente al versante orientale del rilievo presso il quale si aprono. La fenditura maggiore, lunga 67 m e profonda molti metri, presenta lungo le pareti concrezioni calcitiche, per cui il sisma non ha fatto altro che aumentare una frattura preesistente.

Tracce simili a quelle di Osoppo (Fig. 20) si rilevano anche in corrispondenza dei conglomerati del Miocene superiore (Pontico), sia alla sommità del Monte di Ragogna ed in corrispondenza del rilievo su cui sorge il castello omonimo (Fig. 21).

Liquefazione - Vulcanelli di sabbia

La letteratura geologica riporta con frequenza il manifestarsi di "vulcanelli" o di "fontane" di sabbia a seguito di forti terremoti.

Si tratta di fenomeni legati in genere alla liquefazione, o mobilità ciclica (che si manifesta a seguito di sollecitazioni cicliche come quelle prodotte da un sisma), di sedimenti a grana medio-fine saturi d'acqua e presenti nel sottosuolo a limitate profondità.

Tale fenomeno ha accompagnato i più grandi terremoti che nell'ultimo secolo

Fig. 22 - Formazione di crateri nei depositi sabbiosi nella Piana di Gioia Tauro (Atlante iconografico allegato alla "Istoria" di M. Sarconi, 1784).

hanno caratterizzato la storia d'Italia, dal disastroso terremoto calabro-messinese del 28 Dicembre 1908 fino alle forti scosse che negli ultimi anni hanno colpito l'area appenninica. Addirittura, durante la grande crisi sismica di Calabria del 1783, il fenomeno, secondo quanto descritto dalle cronache del tempo, cambiò per sempre la morfologia del territorio, fra le Serre e il massiccio montuoso dell'Aspromonte (Fig. 22).

Per effetto del terremoto, si ha un temporaneo aumento della pressione che può superare quella di contenimento dei sedimenti. Quando ciò avviene, questi ultimi vengono spinti verso la superficie, dando luogo a emissioni di acqua mista a sabbia, secondo un meccanismo che ricorda quello delle eruzioni vulcaniche da cui prende il nome. Sulla superficie del suolo, infatti, si viene a formare un conetto sabbioso, più o meno esteso ed elevato, al cui centro si trova una cavità ("cratere") da cui fuoriesce il fluido.

La liquefazione è un particolare effetto di sito che amplifica localmente gli sviluppi di un terremoto ma può esplicarsi soltanto quando si verificano *contemporaneamente* alcuni fattori principali:

- **un sisma di magnitudo superiore a 5.5,** con durata della scossa di almeno 10-15 secondi, in una zona caratterizzata da un PGA (Peak Ground Acceleration, picco di accelerazione al suolo) maggiore di 0.15g. Il PGA è, come recita la sua definizione ufficiale, *"l'accelerazione del terreno su un suolo rigido e pianeggiante che ha una probabilità del 10% di essere superata in 50 anni"*;
- **presenza nei primi 15 metri di profondità** di terreni incoerenti, in particolare **sabbie fini**, geologicamente recenti, granulometricamente uniformi, abbastanza porose e poco addensate;
- la **falda acquifera** prossima al piano di campagna, con terreni quindi che possono **saturarsi rapidamente.**

Fig. 23 - Vulcanelli di sabbia.

Le manifestazioni della liquefazione, classificate a livello internazionale, sono molteplici (Fig. 23): tra le più caratteristiche, i vulcanelli, con eruzione dal sottosuolo, formazione di crateri e fuoriuscite di acqua e sabbia e altri aspetti importanti quali gli abbassamenti e i sollevamenti del terreno (spesso differenziali) oppure il cosiddetto *lateral spreading*, ovvero un movimento orizzontale del terreno.

Comunque gli effetti più pericolosi sono quelli che si verificano in corrispondenza degli edifici e che possono portare al *galleggiamento* delle costruzioni e, nei casi più estremi, al loro collasso (Figg.24).

Un ultimo aspetto importante da segnalare: la **distanza dall'epicentro** non mette in

Fig. 24a -Terremoto di Nigata (1964).
Fig. 24b -Terremoto in Venezuela (1967).
Fig. 25 - Casa Toful (Majano): emissione di sabbie lungo frattura. *(Foto: Dr. S. Zorzi)*

sicurezza nessun luogo. Si sono infatti notati fenomeni di liquefazione anche a **40-50 km** dall'epicentro e, in terremoti di magnitudo particolarmente elevate, anche fino a 100 km.

Nei terremoti che hanno sconvolto in passato il Friuli non risulta siano stati segnalati fenomeni del genere, che invece sono apparsi nel 1976.

Altrove si può ricordare che il sisma del Belice del 1968 diede origine a "vulcanelli" con fuoriuscita anche di gas e la manifestazione durò a lungo dopo il terremoto (BOSI et al., 1973).

Nel terremoto del Friuli invece il fenomeno si esaurì subito dopo la forte scossa del 6 maggio 1976.

Alcune emissioni di sabbia osservate sono in modo chiaro legate a fenditure del terreno, in quanto si ha una serie di manifestazioni allineate come nel territorio di Majano tra il fiume Tagliamento, il fiume Ledra e la strada statale che porta a Osoppo (Case Tòful) (Fig.25), dove i vulcanelli sono orientati in direzione Nord Nord-Ovest, Est Sud-Est e appaiono paralleli alle fenditure aperte nei depositi alluvionali incoerenti presso il versante settentrionale del vicino Colle di Susans.

Secondo notizie assunte in loco, durante il sisma del 6 maggio da quella fenditura, ora non più visibile, la sabbia fuoriusciva assieme ad acqua con un getto alto da 2 a 8 m.

Bibliografia

Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B. And Muzzin A.; 1976: *Geodynamic outline and seismicity of Friuli Venetia Julia region.* Boll. Geof. Teor. Appl.,19, 217-256.

Carulli G. B., 1987 - *Biogeografia delle Alpi Sud-Orientali.* BIOGEOGRAPHIA - vol. XIII

Carraro F., Petrucci F., 1982 - *Tentative assessment of the deformation of a morainic amphitheatre: the Tagliamento amphitheatre.*- Z. Geomorph. N.F., 26: 331-341.

Dainelli G.; 1921 - *La struttura delle Prealpi Friulane* – "Mem Geogr. G.Dainelli" n.3,218 pp.103

Cavallin, Martinis B., 1977 – *Inquadramento Geologico* - In: *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976* (Martinis B. ed.), Riv. Ital. Paleont., 83: 219-235

Crespellani T., Nardi R., Simoncini C. (1988), *La liquefazione del terreno in condizioni sismiche.* Nicola Zanichelli spa, Bologna.

Desio A. ; 1925 - *La costituzione geologica della Alpi Giulie occidentali* "Atti Soc.Ital. Sc.Nat." vol 64, pp 258-312 Pavia

Dipartimento della Protezione Civile-Presidenza Del Consiglio Dei Ministri Roma

Emergeo-INGV, *The 24 August 2016 Amatrice Earthquake Coseismic Effects,* Version 04.09.2016

Feruglio E.; 1925 - *Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino. Descrizione geologica,* Bull. Soc.Agr. Friul. s.7 vol.39 pp.1-96 vol.40

Galli P.; 2000 - *New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction,* Tectonophysics 324, 169–187

Gortani M.; 1921 – *Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali* "Mem. Soc. Toscana Sc. Nat." pp1 carta. Tolmezzo

Gortani M.; 1926 – *Guida Geologica del Friuli.* Parte generale Op.in 16, di 64 pp 1 carta. Tolmezzo

Gortani M., 1957 - *Alpi Carniche e stili tettonici* - "Atti Acc. Sc. Bologna" 11" vol.4 pp. 112-135 4 fig. Bologna

Gortani M., 1960 *Bibliografia geologica d'Italia* Vol IV: Friuli "C.N.R. pp. 228 fig.2 - Napoli

Govi M. E Sorzana P.F., 1977 - *Effetti geologici del Terremoto: Frane - Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976* – Cnr Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie - Progetto Finalizzato "Geodinamica"

Istituto Comprensivo di Majano e Forgaria - Scuola Secondaria di 1°grado di Forgaria, classi I, II e III A ; 2016 - *Il rischio sismico in Friuli Venezia Giulia*

Istituto per l'enciclopedia del Friuli – Venezia Giulia: 1971. *Enciclopedia monografica del Friuli Venezia Giulia,* Vol.1 Il Paese - Geologia generale e geomorfologia di Bruno Martinis

Martinis B., 1966 - *Prove di ampi sovrascorrimenti nelle Prealpi Friulane*; Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova Vol. 25, pp. 31 fig. 12, tav. 8 Padova

Messaggero Veneto: *Essere Friuli* – Documento –Supp. del 6 maggio 1986 - Udine

MARTINIS B., 1977 - *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976* – Cnr Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie - Progetto Finalizzato "Geodinamica"

ONOFRI R., CANDIAN C., 1979 -*Indagine sui limiti di massima invasione dei blocchi rocciosi franati durante il sisma del Friuli del 1976*

SELLI R. 1969 – *Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie Occidentali*; Giorn. Geol. Vol.30 pp.1-121, 2 carte, Bologna

SARCONI M. (1784), *Istoria de' Fenomeni del Terremoto avvenuto nelle Calabria, e nel Valdemone nell'anno 1783 posta in luce dalla Reale Accademia delle Scienze, e delle Belle Lettere di Napoli,* Atlante Iconografico, in Napoli 1784, presso Giuseppe Campo Impressore, ristampa in fac-simile, Mario Giuditta Editore, Roma-Catanzaro 1987.

SPALLETTA C,, VAI G.B., VENTURINI C., 1982 - *La Catena Paleocarnica:* Castellarin A., Vai G.B. (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Guide geol. reg. Soc. Geol. It., 281-292.

STEFANI C., 1984 – *Sedimentologia della molassa delle Prealpi Carniche occidentali* - Mem. Sc. Geol. Univ. Padova, 36: 427-442.

[3]
LA RISPOSTA DEI GEOLOGI AL TERREMOTO DEL 1976

Antonio Brambati
All'epoca Presidente dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste e coordinatore delle attività di ricerca previste dalla Convenzione n.2723 tra l'Università di Trieste e la Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia
antoniobrambati@alice.it

Il terremoto del 6 maggio 1976

Sono passati 40 anni da quel terribile evento che colpì il Friuli il 6 maggio del '76, e non mi par vero. Mi trovavo a Trieste, al pianterreno della casa dove abitavo. Avvertii solo un'anomala vibrazione del terreno che mi fece pensare immediatamente a un terremoto, ma non mi resi conto dell'entità del fenomeno e di dove poteva essere la sorgente. Solo i notiziari della serata riportarono la dura realtà di quella tremenda scossa che aveva colpito il cuore del Friuli. Pensai subito a Gemona, simbolo storico dei terremoti che avevano colpito il nostro territorio di cui si ricordava soprattutto quello del marzo 1511 paragonabile a quello del 6 maggio 1976 (M>6.5).

La mattina seguente, con alcuni colleghi dell'allora Istituto di Geologia dell'Ateneo triestino, oggi Dipartimento di Informatica e Geoscienze, puntai al cuore del Friuli: Gemona, Venzone e poi a Tarcento per ridiscendere a Trasaghis, Avasinis, Peonis, Buja. Frane lungo tutti i versanti (Fig.1) che a volte invadevano le strade, chiese e castelli mutilati, crolli di intere frazioni, smarrimento e disperazione nei volti della gente. Seppur induriti dal dolore trasudavano la dignità e il coraggio di chi affondava le mani nella polvere per salvare qualcosa per sopravvivere: "JARBIS" (Erbe), era scritto in stampatello su quell'unico muro che aveva resistito al sisma, per non dimenticare l'identità di quella frazione totalmente distrutta.

Quando mi avvicinai a un uomo di mezza età, accovacciato vicino a quell'unico muro che aveva resistito al terremoto mi disse: «Vicino a questo muro mi sento al sicuro» e nel dirlo, mi offrì un bicchiere di vino aggiungendo, «Mi è rimasto solo questo; di notte fa freddo, ma resistiamo. Portateci delle coperte. Ci sono bambini e ragazzi che soffrono». Fu così che toccai con mano il coraggio e la generosità della gente.

Fig. 1 - Colle di Osoppo (UD): distacchi di blocchi di roccia dalla cengia del colle.

L'emergenza e il volontariato

Rientrato a Trieste contattai subito il compianto Dr. Miro Corsi, all'epoca direttore del Servizio Calamità della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia[1], oggi Servizio Geologico. Ci mettemmo a sua totale disposizione. Era un atto di solidarietà alla persona oltre che nei confronti dell'Istituzione che rappresentava. I danni erano di un'entità e vastità inimmaginabile. Ce ne rendemmo conto quando il nostro intervento interessò, nei giorni e nelle settimane successivi, più di 100 Comuni e tutte le loro frazioni disseminate nell'area collinare e in pianura e, più in generale, la viabilità secondaria per garantire l'accesso anche alle borgate più remote e dar modo ai soccorritori di poterle raggiungere. Ma altri due aspetti preoccupavano la Regione: lo stato degli invasi idroelettrici, delle dighe, in particolare, e degli acquedotti.

Fu un lavoro incessante che potè essere realizzato solo con l'aiuto determinante degli elicotteri messi prontamente a disposizione dagli Organi di Stato: Polizia, Guardia di Finanza, Esercito e da quanti altri enti pubblici disponessero di tali mezzi. Tutto ciò si rese possibile grazie al volontariato dell'Università di Trieste[2] e dell'Ordine Nazionale dei Geologi affiancati da squadre di altre sedi universitarie e Istituzioni scientifiche

1) Nel prosieguo denominata Regione.
2) L'Università di Udine fu istituita nel 1978.

quali OGS, CNR, CNEN, ENEL ecc...

Se la preoccupazione più immediata era la viabilità, per garantire l'accesso ai soccorritori e la verifica delle grandi strutture, altrettanto impellente era la necessità di verificare situazioni particolarmente critiche con riferimento specifico a problemi geostatici insistenti su edifici ancora agibili. Inoltre, era quanto mai urgente individuare aree sicure da rischi di frane ed esondazioni dove insediare tendopoli e roulotte e quant'altro fosse disponibile per ricoverare le migliaia di persone senza tetto. Non bastavano le coperte come mi avevano richiesto a Jarbis: di notte faceva ancora freddo!

Fu in quei giorni, proprio per rendere più efficaci e omogenee le attività di rilevamento, che ci coordinammo con il Servizio delle Calamità Naturali della Regione, oltre che con l'Ordine Nazionale dei Geologi. Mi viene spontaneo ricordare che all'epoca non esisteva lo strumento della Protezione Civile che prese corpo in Friuli su iniziativa del Commissario Straordinario on. Zamberletti. È in quei giorni che furono istituiti i Centri Operativi di azione e coordinamento, fase embrionale della Protezione Civile istituita subito dopo grazie sempre all'impegno dello stesso on. Zamberletti che ebbe modo di verificare e collaudare l'efficacia del sistema da lui organizzato.

Il volontariato organizzato

Le primissime fasi d'intervento furono completate in pochissimi giorni, soprattutto a opera del volontariato organizzato, dato che nelle prime drammatiche ore gli unici punti di riferimento erano le Prefetture, i Vigili del Fuoco e l'Esercito. Completammo il lavoro di primissima emergenza in pochissimi giorni con piena soddisfazione della Regione. Ai primi interventi seguirono quelli effettuati da squadre organizzate e coordinate che operarono sull'area più duramente colpita dal sisma che si estendeva su circa 11.000 ettari. L'obiettivo era quello di verificare le situazioni geostatiche e idrologiche critiche per garantire la piena sicurezza alla viabilità e alle tendopoli che andavano organizzandosi sul territorio in base alle indicazioni fornite dagli stessi geologi.

La novità di questa fase, che possiamo definire di seconda emergenza (dopo 2-3 settimane dall'evento sismico) consisteva nel fatto che venivano raccolte, durante i rilievi sul terreno, anche indicazioni stratigrafiche sui primi metri del sottosuolo. In particolare, queste prime indagini, furono effettuate da squadre di geologi e di tecnici con l'impiego di schede-questionario che fornivano indicazioni sul procedimento da seguire nelle attività di ricerca sul terreno; ogni singola voce prevista per la descrizione delle caratteristiche geologico-tecniche del territorio era accompagnata da suggerimenti utili per l'operatore. Questo tipo di analisi rappresentò il primo passo a garanzia dell'omogeneità dei dati raccolti, ma soprattutto l'embrione che generò il cosiddetto "Libretto Verde" dal titolo *Criteri e metodologie di studio per indagini geologico-tecniche in prospettiva sismica nelle zone terremotate del Friuli*, messo a punto successivamente.

Questa iniziativa proposta dall'Università di Trieste, con il successivo concorso della Regione e dell'Ordine Nazionale dei Geologi, portò all'organizzazione di un Gruppo di lavoro interdisciplinare che aveva la finalità di fornire entro 60 giorni indicazioni di

massima sull'insediabilità del territorio. In particolare, furono valutate complessivamente 94 aree suscettibili di accogliere prefabbricati in 23 Comuni, dando, quindi, una risposta concreta ai problemi dell'accoglienza delle famiglie senza tetto.

La zonizzazione di massima

Stante l'emergenza, la risposta fornita dal gruppo di lavoro non poteva essere completa nei termini di una ricerca finalizzata alla risposta sismica dei terreni. Ciononostante, il tipo di indagine permise una zonizzazione di massima, in chiave geologico–tecnica, sufficiente alle prime grosse scelte nell'utilizzo del territorio. Purtroppo, la recrudescenza della fase sismica verificatasi nei mesi successivi, e con particolare riferimento alle scosse dell'11 e 15 Settembre, limitò i risultati della ricerca costringendo la Regione a rivedere la delimitazione dei Comuni colpiti. Tuttavia, la messe di dati raccolti e l'esperienza metodologica acquisita, permise di impostare un'attività di ricerca la cui finalità era rivolta alla zonizzazione geologico-tecnica del territorio in prospettiva sismica.

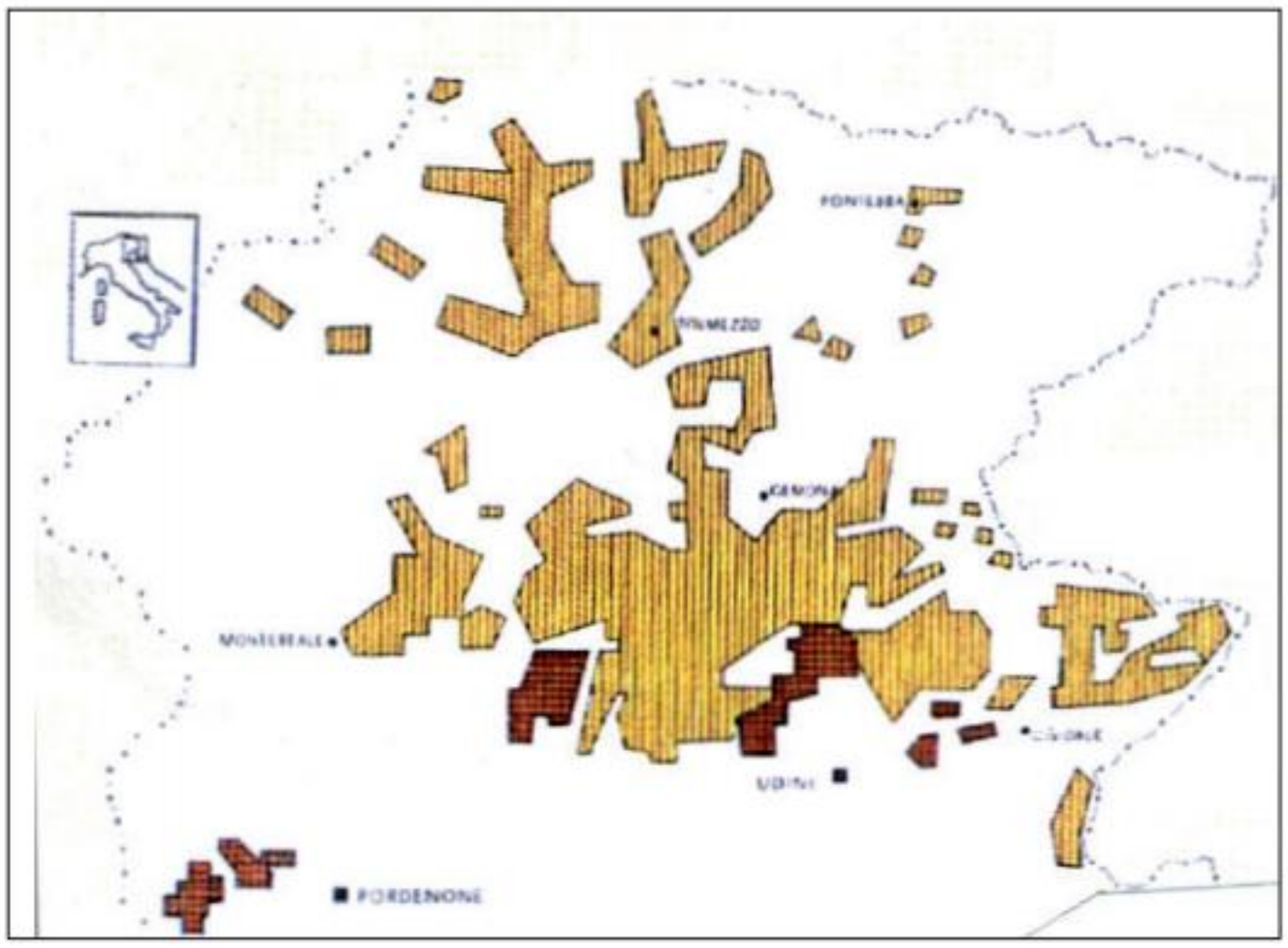
Ci si proponeva, cioè, di predisporre per i comuni disastrati, o fortemente danneggiati, la documentazione geologica che definisse la qualità dei terreni sotto il profilo geologico-tecnico in vista della ricostruzione. Era scontato, nella concezione di questo tipo di ricerca, che la risposta non poteva essere spinta a livello di microzonizzazione, intendendo con ciò quelle indagini che ineriscono alle interazioni tra terreno e struttura. Ci si limitò pertanto a una zonizzazione di massima che doveva trovare un'immediata utilizzazione soprattutto a livello di pianificazione urbanistica con riferimento specifico ai piani regolatori e alle loro varianti.

Le esperienze dei primi 60 giorni di emergenza avevano dimostrato che con un basso impegno di spesa potevano essere raggiunti rapidamente risultati proficuamente utili e sufficientemente validi per le finalità prefisse, considerato che una ricerca che avesse presupposto una risposta definitiva alle problematiche della ricostruzione avrebbe comportato da un lato l'impegno di somme ingenti, dall'altro tempi di esecuzione molto lunghi.

L'avvio della ricostruzione

Alla luce di questa prima esperienza, per soddisfare la domanda di assistenza geologica che proveniva dai comuni terremotati, la Regione propose all'Università di Trieste di prendersi carico delle ricerche geologiche necessarie per l'avvio della ricostruzione. Fu cosi stipulata tra l'Università e la Regione, in data 6 giugno 1977, la Convenzione n.2723, per la realizzazione di una carta, definita "Carta di zonizzazione geologico-tecnica" dei terreni superficiali (primi 20-30 metri) che rappresentò un primo approccio alla microzonizzazione. Infatti, la definizione delle caratteristiche geologico-tecniche dei luoghi, in termini di zonizzazione, rappresenta uno dei parametri fondamentali da cui non si può prescindere per il passaggio successivo alla microzonizzazione propriamente detta e, quindi, alla ricostruzione. La realizzazione di una cartografia

Fig. 2 - Zonizzazione geologico-tecnica del territorio friulano colpito dal sisma del '76: più scure le aree studiate dall'Università di Trieste; più chiare quelle indagate dalle Comunità montane.



geologico-tecnica non fu ovviamente proposta su tutto il territorio, ma solo per le aree dei centri abitati disastrati o gravemente lesionati per un totale di 90.000 ettari. Da un lato l'Università di Trieste si prese carico di eseguire direttamente le ricerche su circa 9.500 ettari di territorio (estesi poi a 10.000) (Fig.2, colore rosso), dall'altro, le Comunità montane, autonomamente, diedero corso ai lavori su altri 80.000 ettari circa sotto la guida della stessa Università (Fig.2, colore giallo) che si era impegnata ad assistere, supervisionare e dirigere, in modo coordinato, tutte le ricerche. L'Università diede vita immediatamente a un Gruppo di lavoro interdisciplinare costituito da geologi e ingegneri, ciascuno con competenze specifiche e con la facoltà di avvalersi di qualificati esperti per tematiche particolari.

Per garantire omogeneità metodologica nella raccolta dei dati, nella loro elaborazione e nella loro interpretazione, fu convenuto di predisporre una "Guida" per la zonizzazione geologico-tecnica da distribuire a tutti i geologi che operavano in Regione nel campo specifico per conto delle Comunità montane. Mi corre l'obbligo di ricordare che nella preparazione della "Guida" un contributo determinante fu dato dal compianto dott. Luciano Broili, grande animatore di tutti gli studi geologici finalizzati alla ricostruzione, come professionista, come uomo di scienza e, successivamente, Presidente dell'Ordine Nazionale dei Geologi. Broili aveva maturato la sua lunga e qualificata esperienza nel settore della Geologia tecnica e della Meccanica delle Rocce dopo lunghi soggiorni all'estero in Centri altamente specializzati.

Come atto finale, il Gruppo si prese carico dell'emissione di un parere circostanziato su tutte le relazioni geologico-tecniche prodotte dalle Comunità montane, fornendo ogni eventuale ulteriore indicazione a integrazione dei lavori svolti.

Allo stesso tempo, l'Università di Trieste si diede cura di predisporre un "modello"

di microzonizzazione cui fare riferimento in una fase successiva per analoghe ricerche in altre aree. E, ancora, provvide a mettere a punto le metodologie di studio per la soluzione dei problemi geostatici con riferimento specifico allo scendimento di massi rocciosi e, in particolare, alla definizione dei limiti di sicurezza.

Oltre ai già richiamati "Criteri e metodologie di studio per indagini geologico-tecniche in prospettiva sismica nelle zone terremotate del Friuli", ovvero la "Guida", in particolare, essa indicava come gli operatori (geologi e tecnici) dovessero fornire una descrizione del tipo di indagine da eseguire, delle modalità di esecuzione, ma soprattutto del sistema e modo di presentazione dei risultati raggiunti. La "Guida" fu articolata in cinque capitoli relativi a: geologia di superficie, geostatica, geologia del sottosuolo, idrogeologia e zonizzazione geologico-tecnica. I dati di tutte le ricerche inerenti ai temi sopraccitati furono compendiati in una serie di ben 9 carte in scala 1:5.000 di cui si ricordano in particolare: la formazionale e strutturale con elementi di geomorfologia e relative sezioni geologiche, la litologico-tecnica delle "rocce" e dei "terreni o suoli", la litostatigrafica del sottosuolo, e quelle della situazione geostatica, della profondità della falda dal piano campagna, della rete idrografica naturale e artificiale e, non ultima, della zonizzazione geologico-tecnica di massima del territorio in prospettiva sismica, che costituiva il clou delle indagini sul terreno.

Se da un lato l'Università di Trieste rivedeva criticamente gli elaborati consegnati dalle Comunità montane (Carnia, Val Canale, Canal del Ferro, Meduna e Cellina, Arzino, Gemonese, Tarcentina, Natisone e Collinare) consistenti in 104 rapporti a copertura dei circa 80.000 ettari di territorio presi in esame, ossia la quasi totalità delle aree abitate interessate dai sismi, (1.100 carte tematiche, 3.600 pagine di relazioni, oltre 4.000 metri di stratigrafie ricavati da perforazioni), dall'altro, il gruppo di lavoro dell'Università stilava 104 pareri circostanziati con un commento critico sulle indagini eseguite e sugli elaborati presentati. E, inoltre, dava corso ai pareri delle aree direttamente analizzate, circa 10.000 ettari, a copertura dei centri abitati di Remanzacco, Moimacco, Ziracco, Pagnacco, Tricesimo, Reana del Rojale, Martignacco, Spilimbergo, Sacile e Fontanafredda con i relativi circondari. Indagini che avevano comportato l'esecuzione di 57 sondaggi meccanici per un totale di 1.145 metri di perforazione, 300 sondaggi elettrici verticali e 100 basi sismiche.

Questo tipo di zonizzazione, che possiamo definire "macrozonizzazione", rappresentò il primo esempio a livello nazionale di un corretto approccio all'uso del territorio. Recepito dal Ministero dei Lavori Pubblici ebbe larga risonanza, esportato al di fuori della nostra Regione e utilizzato anche dal C.N.R. e dal C.N.R.S. (Cons. Naz. Ric. Scient. francese) in Irpinia e Sicilia, permise di rappresentare un primo approccio alla "microzonizzazione" del territorio regionale che, affinato, portò successivamente a una "sorta di zonizzazione" di facile utilizzo per la ricostruzione, ulteriormente messa a punto da uno studio-modello applicato all'abitato di Tarcento.

L'ampia disponibilità di carte della zonizzazione geologico-tecnica del territorio colpito dal sisma, distribuite su ben 90 ettari, frutto della raccolta di dati omogenei

coordinati e verificati dal già citato gruppo di lavoro, suggerì l'opportunità di formulare alcune raccomandazioni alla luce delle indicazioni che emersero dall'esame della normativa italiana e di quella straniera. Pertanto, nel rispetto dei parametri fisici dell'ambiente, furono formulate alcune indicazioni di massima sulle cautele da osservare nella ricostruzione che, di fatto, diedero il via alle grandi scelte di un uso corretto del territorio per la variante del Piano Urbanistico Regionale, reso possibile con l'assistenza dell'Università.

Furono cosi definite quattro "Categorie di edificabilità" di seguito sintetizzate:

1) "Aree non edificabili". Rientrano tra le aree vietate le fasce di terreno lungo la traccia in superficie di una faglia sismica attiva o potenzialmente attiva, le aree di rispetto nei confronti delle frane e quelle soggette ad esondazione (Fig. 3).

2) "Aree a edificabilità vincolata" (zona Z6). Sono quelle a contatto di terreni con differenti caratteristiche meccaniche, i bordi di terrazzi e i terreni liquefacibili, assoggettate a particolari restrizioni condizionate da indagini geotecniche approfondite.

3) "Aree edificabili con cautela" (zone 5-4-3). Si intendono quelle in cui la scelta delle azioni sismiche di progetto è condizionata da un'indagine geotecnica puntuale, adeguata all'importanza dell'opera, soprattutto se in situazioni di pendio.

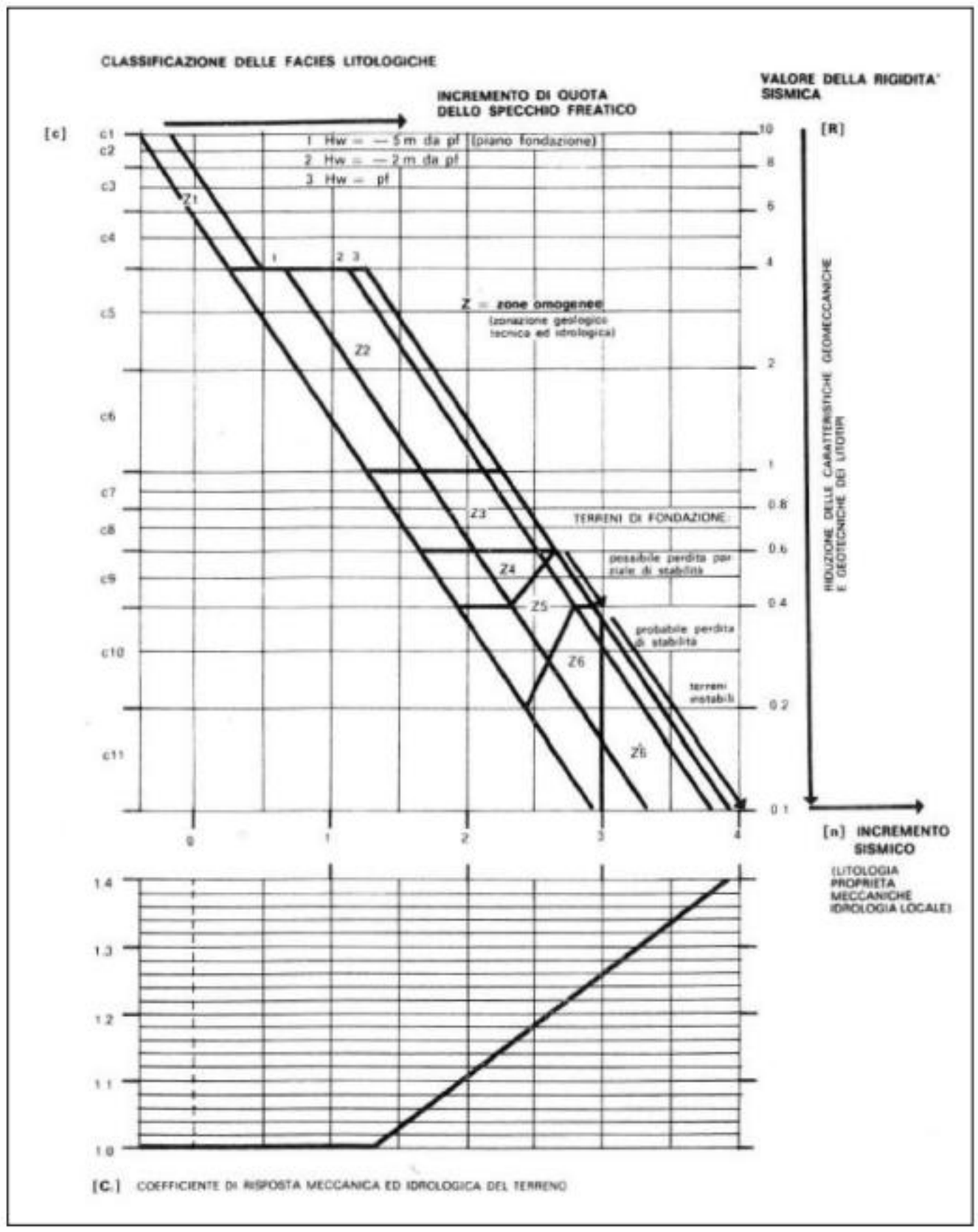
4) "Aree edificabili" (zone 2-1). Quelle in cui non esistono limitazioni particolari di natura geologica, accompagnate comunque da indagini di superficie, ed eventualmente geotecniche puntuali.

Considerato che la zonizzazione geologico-tecnica era sorta come strumento da utilizzare soprattutto a fini urbanistici, senza voler limitare il suo uso a livello ingegneristico-progettuale a seconda del grado di definizione geotecnica dei complessi litologici considerati (zone), si ritenne che la schematizzazione delle sei zone (definite in base alle caratteristiche geologico-tecniche in relazione alla profondità della falda idrica dal piano di fondazione (cfr. Fig.3) nelle quattro categorie proposte, potesse agevolare l'opera dei tecnici preposti alla ricostruzione. Si potè così procedere subito a scelte prioritarie nell'uso del territorio, cosa che avvenne a ridosso degli eventi sismici di maggio e settembre.

Gli studi di microzonizzazione

Mentre le attività di ricerca proseguivano alacremente, pur coscienti della validità ma anche dei limiti forniti dalla zonizzazione geologico-tecnica, l'Università di Trieste predispose e avviò, in collaborazione con il Politecnico di Milano, uno studio di microzonizzazione su di un'area campione. La scelta del sito fu condizionata dall'esigenza del concorso di numerosi fattori indispensabili per uno studio di questo tipo che furono individuati nell'abitato di Tarcento. Erano infatti necessari: la presenza di particolari caratteristiche geologiche e geomorfologiche, una concentrazione dell'insediamento urbano in un'area relativamente ristretta e a un certa distanza dalle sorgenti sismiche, ma, soprattutto, la disponibilità di registrazioni accelerometriche, messe a disposizione dall'ENEL e dal Departement de Surité Nucléaire du Commissariat a l'Energie Atomique

Fig. 3 - Diagramma per la determinazione delle zone di omogeneità geologico-tecnica in prospettiva sismica e per la determinazione del coefficiente di risposta meccanica e idrologica dei terreni (Broili, 1977, in Corsi et al. 1977).



francese, e, ancora, una nutrita serie di indagini geologiche, geotecniche, geofisiche, sismologiche e ingegneristiche. Fu così possibile definire la risposta sismica dei terreni e, quindi, fornire indicazioni per il calcolo delle strutture e per la ristrutturazione degli edifici danneggiati per i quali l'Università si era impegnata a fornire ogni forma di consulenza tecnica e scientifica. Per avere un'idea dell'impegno tecnico-economico, lo studio fu articolato, per la parte geologica, in un'estesa campagna di indagini di superficie e geognostiche finalizzate alla conoscenza delle caratteristiche geologiche e morfologiche del substrato roccioso, nonché della litologia e struttura della copertura detritica quaternaria. Furono eseguiti: 9 sondaggi meccanici e tre coppie di sondaggi (cross-hole) per altrettante misure della velocità di propagazione delle onde sismiche trasversali per un totale di 638 metri di perforazione a carotaggio continuo e con prelievo di campioni; 110 basi di sismica leggera; 58 sondaggi elettrici verticali; 63 prove penetrometriche, analisi granulometriche e ulteriori prove geotecniche su campioni indisturbati. Le successive elaborazioni dei dati portarono a una dettagliata mappa di

microzonizzazione del territorio di Tarcento in scala 1:5.000 che interessava un'area campione di circa 2 kmq, corrispondente alla porzione più densamente abitata e quindi più colpita dagli eventi sismici.

Furono indicate cinque zone per ciascuna delle quali sono stati forniti i coefficienti locali di maggiorazione per le azioni sismiche di progetto. Oltre a ciò, per la parte ingegneristica, si è tenuto conto anche dei dati risultanti da un'accurata e sistematica indagine sulla distribuzione dei danni alle costruzioni considerando le diverse tipologie costruttive e i differenti materiali impiegati. Si ritiene opportuno segnalare che questo studio modello rimane a tutt'oggi, a livello nazionale, l'unico esempio metodologico di uno studio a così grande scala di definizione puntuale dei coefficienti sismici di progetto mediante la valutazione degli effetti sismici locali. Utilizzato allora, e ancor oggi utilizzabile per affrontare analoghi problemi in situazioni geologico-sismiche simili.

Se lo studio di microzonizzazione rappresenta il momento più elevato e raffinato della ricerca sviluppata dall'Università di Trieste di concerto con la Regione, le ricadute più immediate e di rapida applicazione sul territorio furono rappresentate dalla zonizzazione geologico-tecnica in prospettiva sismica che, di fatto, diede il via alla ricostruzione. L'enorme mole di dati raccolti finalizzati a quella che poteva essere definita una "macrozonizzazione" del territorio era, di fatto, un primo valido approccio alla microzonizzazione che diede il via al riutilizzo degli stessi dati rigiocati con altre finalità. Si ricordano, a questo proposito, il "Prontuario" sugli studi e ricerche fondamentali per la definizione del "rischio" sismico e geologico e le modalità di elaborazione dei dati con metodologie automatiche.

I costi della Convenzione

Il dettaglio di queste ultime ricerche e, più in generale, di tutte quelle svolte dalla Convenzione, comportò una spesa di 418 milioni circa per dare una risposta ritenuta dai più, a livello nazionale e internazionale, utile, fondamentale, di pronto utilizzo per l'avvio della ricostruzione. È bene ricordare che i terremoti del maggio e del settembre 1976 produssero al solo patrimonio abitativo un danno valutato, all'epoca, in 1.300 miliardi di lire. Quello totale, comprensivo anche del danno alle industrie, alla viabilità ecc., oltre ben inteso quello abitativo, fu di circa 4.400 miliardi. Se si considera ora che la ricerca geologico-tecnica deve considerarsi parametro imprescindibile per le scelte urbanistiche e per la ricostruzione, la cifra stanziata per la realizzazione del Progetto convenuto dall'Università con la Regione, di cui si è tratteggiato il contenuto e la tempistica della sua realizzazione, appare, tenuto conto dei benefici e delle conseguenti ricadute economiche, del tutto irrisoria.

Mentre il gruppo di lavoro previsto dalla Convenzione tra Università e Regione era impegnato nelle attività di rilevamento per la predisposizione della carta di macrozonizzazione e di microzonizzazione, il Consiglio Nazionale delle Ricerche lanciava il Progetto Finalizzato Geodinamica (PFG) iniziando la sua operatività in Friuli nell'area colpita dai terremoti di maggio e settembre 1976. Tra gli obiettivi del Progetto risal-

tavano, per le ricadute che avrebbe avuto sul territorio regionale, oltre che nazionale, la valutazione del rischio sismico e il potenziamento delle strutture per lo studio dei fenomeni sismici in aree a elevato rischio, oltre che per interventi di ingegneria. L'articolazione del Progetto, molto variegata, poneva tra gli obiettivi sui quali focalizzare la ricerca, quattro tematiche relative alle problematiche più scottanti dei terremoti: Reti sismiche, Rischio sismico e Ingegneria sismica, Modello strutturale e Neotettonica. Nel progetto furono coinvolte tutte le Università dell'Italia Settentrionale, pertanto anche l'Università di Trieste che, con i suoi uomini di scienza, si trovò coinvolta in prima linea svolgendo il doppio ruolo di servizio, nei confronti della Regione e, allo stesso tempo, del CNR in quanto partecipe a un progetto di valenza nazionale. Il PFG ebbe il grande merito di introdurre nel piano delle ricerche il principio fondamentale dell'interdisciplinarietà, riunendo le competenze di esperti nelle varie discipline, principio che, del resto, aveva onorato da subito l'Università di Trieste nel costituire il gruppo di lavoro; principio che, a sua volta, trasmise alle varie squadre operative sul terreno.

I risultati del PFG si ebbero subito e soprattutto a media scadenza. In particolare, per il Friuli Venezia Giulia si ebbe un'esplosione di contributi scientifici di Scienze della Terra con riferimento specifico anche alla tematica sismologica. La Regione beneficiò in particolare dello "Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976" che, in allegato, riportava la carta geologica in scala 1:50.000 edita nel 1977, a meno di un anno dagli eventi calamitosi che colpirono il Friuli. Questa carta rappresentò un contributo fondamentale nell'uso del territorio ed ebbe il merito di aver enfatizzato le caratteristiche fisico-meccaniche delle rocce e i problemi geostatici. Sulla carta vennero inoltre indicate le frane innescate dai terremoti del maggio-settembre e quelle attese/kmq per eventi sismici di magnitudo simili a quelli che avevano colpito la Regione nel '76, la profondità media della falda freatica e lo spessore dei depositi alluvionali.

Lo stesso progetto toccò aspetti fondamentali quali l'evoluzione plio-quaternaria della regione, unitamente a quella neotettonica dell'intero NE, arricchita dal Modello sismotettonico, non solo del Friuli Venezia Giulia, ma dell'intero NE.

Le ricadute della ricerca

La Regione beneficiò di tutte le ricerche sviluppate in questi ultimi quarant'anni, e tuttora in corso; non mancò la ricerca avanzata con finalità di prevenzione con gli investimenti nel settore delle Scienze della Terra stanziati dal Servizio Geologico d'Italia confluito poi nell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca ambientale (ISPRA). Ne trasse ovviamente vantaggio la Regione che con il progetto CARG (CARtografia Geologica) rinnovò la cartografia geologica classica, letta però in chiave moderna, passando dalla scala 1:100.000 datata 1925, alla scala 1:50.000.

Nel 1997 fu lanciato il progetto della Carta geologico-tecnica digitale da realizzare in scala 1:5.000 su iniziativa del Servizio Geologico regionale e delle Università di

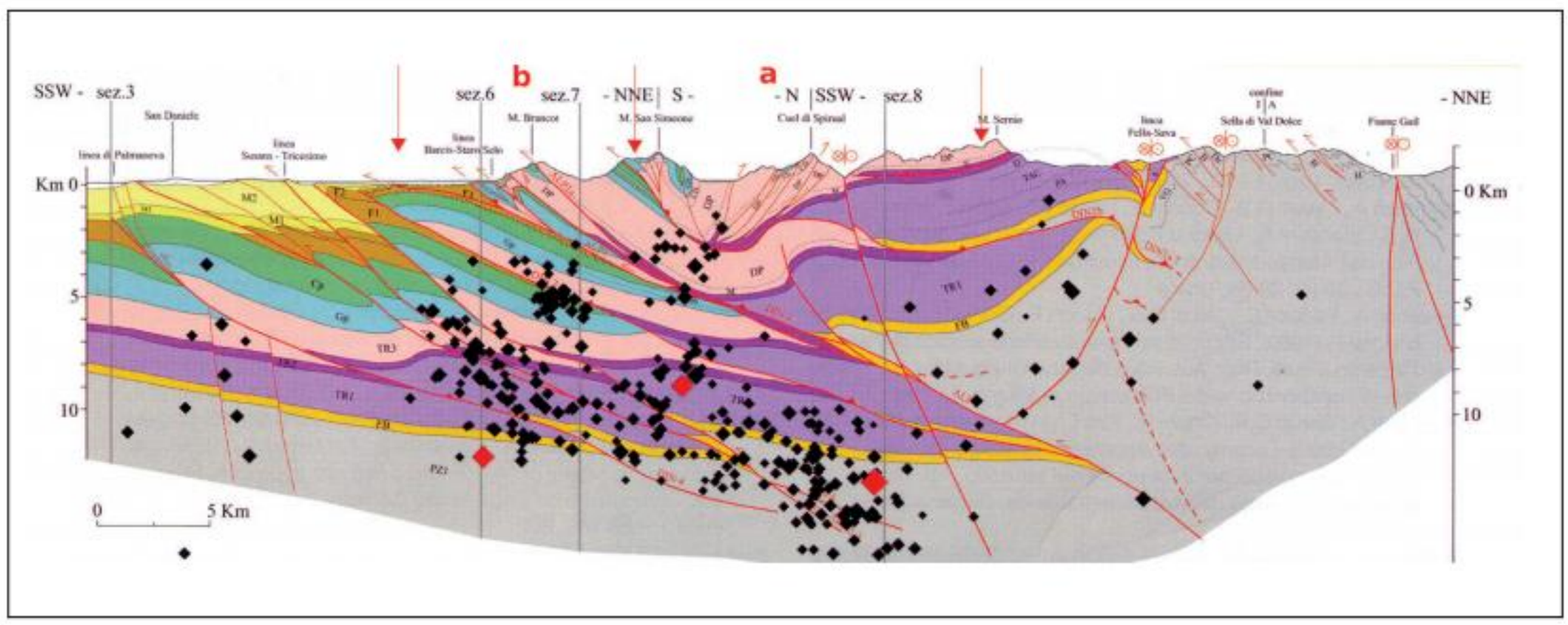
Fig. 4 - Rappresentazione cartografica delle zone sismiche del Friuli Venezia Giulia.

Trieste e Udine. Quindi, l'Università di Trieste promosse la realizzazione della "Carta del sottosuolo della Pianura friulana" e, non ultima, la recentissima "Carta geologica del Friuli Venezia Giulia" in scala 1:150.000 ricca di sezioni geologiche e di mappe di sintesi fondamentali per la comprensione della storia fisica regionale. Cartografie, tutte accompagnate da accurati studi delle strutture geologiche profonde particolarmente significativi per la comprensione della loro potenzialità sismica.

Parallelamente alle attività di più stretta tematica geologica e geotecnica, la Regione si impegnò sul fronte del Rischio sismico e per la sua mitigazione che ha portato alla realizzazione di una specifica mappa a copertura dell'intero territorio regionale e alla riduzione a tre zone sismiche (Fig. 4) dalle quattro indicate a livello nazionale, accompagnate da una severa normativa tecnica.

Ricerche che si sono sviluppate in un continuum dal dopo terremoti (maggio e settembre) a oggi, focalizzate sull'interpretazione della sequenza sismica del 1976 e della sismicità successiva, arricchite dall'analisi dettagliata delle faglie attive che

Fig. 5 – Relazioni tra le strutture profonde e la loro potenzialità sismica (Bressan et al. (2016).



evidenziano, in particolare, le sorgenti delle principali scosse della sequenza sismica del Friuli (Fig.5, Bressan et al.2016).

Conclusioni

A questo punto viene spontaneo chiedersi se tutti gli studi prodotti sino a oggi, unitamente alle azioni che ne sono seguite, abbiano ridotto il rischio sismico in Regione rispetto a quello del '76. Mutuando le parole di eminenti studiosi si può affermare che la Scienza oggi ci dice che dei terremoti del Friuli si è capito molto, «ma alcuni aspetti delle sorgenti sismiche che si sono attivate rimangono definiti solo parzialmente» e che «Una risposta dunque non è scontata. Possiamo dire che le conoscenze per una significativa riduzione del rischio sismico regionale sono state maturate, ma bisogna acquisire la capacità economica, o forse solo politica, di metterle in atto».

C'è da chiedersi allora, a conclusione di questo breve excursus sui terremoti del '76 se e quali avanzamenti e quali aspetti hanno lasciato un segno nel nostro territorio e, più in generale, nel mondo delle Scienze della Terra. Credo che, con la massima serenità, si possa affermare che i terremoti del maggio-settembre '76 trovarono la comunità scientifica regionale di Scienze della Terra piuttosto impreparata di fronte a un evento così tragico, e che siano stati una grande scuola per tutti. Solo l'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste (OGS), oggi Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, stava al passo con i tempi, e pertanto, fu in grado di realizzare la Carta delle isosiste in scala MSK, prontamente uscita dalle mani del compianto Francesco Giorgetti, dinamico geofisico che fu alla ribalta nel settore della geofisica applicata durante le drammatiche fasi del dopo terremoto.

Infine, la legislazione sismica italiana, più che a una serie di divieti demandava a un'indagine puntuale il rispetto delle condizioni geologiche e geotecniche locali. Il classico "Fasin di bessoi" (Facciamo da soli) che si usa in Friuli, quella volta non bastò.

Il terremoto richiamò esperti ed istituzioni scientifiche da tutta Italia e dall'estero, e la comunità scientifica locale, e non solo, seppe attingere alle esperienze maturate dagli uomini di scienza più avanzati. Mi sia concessa, però, la presunzione di affermare che la "macrozonizzazione" che fu proposta dai geologi regionali, universitari e non, rafforzò il concetto di rischio geologico in aggiunta a quello sismico, ma soprattutto, introdusse i "divieti" nell'uso del territorio come avviene nella legislazione europea ed extraeuropea. E, ancora, che oggi disponiamo della cartografia geologico-tecnica e di quella del rischio sismico oltre alla riclassificazione sismica dell'intero territorio regionale. A tutto ciò va aggiunto l'aggiornamento della cartografia geologica di superficie e del sottosuolo dell'intera Regione, ferma agli anni '20, della messa a punto di modelli strutturale, sismotettonico e neotettonico, tutti molto avanzati, dai quali non si può prescindere per una corretta gestione e utilizzo del nostro territorio.

Ritengo pertanto che si possa chiudere questa nota affermando che l'esperienza scientifica maturata e le conseguenti azioni che ne sono derivate, siano un esempio cui fare riferimento in situazioni malauguratamente simili, come è già avvenuto per il terremoto dell'Irpinia-Campania-Basilicata e che, purtroppo, stiamo rivivendo da alcuni mesi a questa parte nell'Appennino Centrale.

Bibliografia

Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B., Muezzin A. (1976), *Geodinamic outline and seismicity of Friuli Venetia Julia region,* Boll.Geof. Teor. Appl., 19: 217-226, Trieste

Brambati A., Corsi M., Giorgetti F., Onofri R., Stefanini S., Ulcigrai F. (1977), *Geological emergency interventions in the earthquake Stricken zones of Friuli: the example of Osoppo town,* Boll. Geof. Teor. Appl, 19: 989-1017, Trieste

Brambati A., Bernardis G., Zorzi P. (1978), *Per un corretto uso in prospettiva sismica della zonizzazione geologico-tecnica del territorio,* Rass. Tecn. F.V.G., 29 (5): 32-35, Udine

Brambati A., Carulli G.B., Cucchi F., Onofri R., Longo SalvadorG., Stefanini S., Ulcigrai F. (1979), *Il contributo gelogico-tecnico dell'Ateneo triestino alla ricostruzione del Friuli,* Rass. Tecn. F.V.G., 30 (4): 29-34, Udine

Brambati A., Faccioli E., Carulli G.B., Cucchi F., Onofri R., Stefanini S., Ulcigrai F. (1980), *Studio di microzonizzazione sismica dell'area di Tarcento (Udine),* Reg. Autonoma Friuli Venezia Giulia, Unv. St. Trieste con la collaborazione del Politecnico di Milano, 151 pp. Trieste

Brambati A., Carulli G.B., Onofri R., Siro L. (1981), *I terremoti del Friuli e dell'Irpinia-Lucania: due esperienze di studio geologico-tecnico e sismologico per il recupero del territorio,* Atti Confer.Intern. zone sismiche dell'Area Mediterranea, Regione Basilicata, 263-268, Matera

Bressan G., Ponton M., Rossi M., Urban S. (2016), *Spatial organizazion of seismicity and fracture pattern in Ne Italy and SW Slovenia,* Journ. Seism., 20: 311-534

Broili L. (1977), *Zonizzazione geologico-tecnica di massima del territorio in prospettiva sismica,* Univ. St. Trieste, Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Ass, Lavori Pubbl., 44-64, allegati: Tab.1 e Fig.1, Trieste

Carulli G.B., Carobene L., Cavallin A., Martinis B., Onofri R., Cucchi F., Vaia F. (1980), *Evoluzione strutturale Plio-Quaternaria del Friuli e della Venezia Giulia,* C.N.R., PFG, 356: 498-545, Roma

Carulli G.B. (2006), *Carta geologica del Friuli Venezia Giulia, scala, 1: 150.000*, Reg. Aut. FVG, Dir. Reg. Ambiente e Lavori pubblici, Servizio Geologico Regionale, S.E.C.A., Firenze

Castellarin A. (ed) (1981), *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*, PFG, 220 pp., Bologna

Commissione CNEN-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari. (1978), *Contributo allo studio del terremoto del Friuli del maggio 1976*, CNEN-ENEL, Roma

Corsi M., Querini R., Spagna E., Brambati A., Milo S. (1977), *Criteri e metodologie di studio per indagini geologico-tecniche nelle zone terremotate del Friuli*, Univ. St. Trieste, Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Ass, Lavori Pubbl., 68 pp., Trieste

Galadini F., Poli M.E., Zanferrari A. (2005), *Seismogenic sources potentially responsible for esrthquakes with M=6 in the Eastern Sauthern Alps (Thiene – Udine sector), NE Italy)*, Geoph. Journ. Inter., 161: 739-762, Oxford

Giorgetti F. (1976), *Isoseismal Map of the May 6, 1976 Friuli Earthquake,* Boll. Geof, Teor. Appl., 18: 707-714, Trieste

Martinis B. (a cura di) (1977), *Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976*, C.N.R., Com. Sc. Geol.Min. Riv. It. Paleont. E Strat., 83 (2):199-393, Milano

Nicolich R., Della Vedova B., Giustiniani M., Fantoni M. (2004), *Carta del sottosuolo della pianura friulana (Map of subsurface structures of the Friuli Plain),* Reg. Aut. FVG, Dir. Reg. Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico, LAC-Firenze

Onofri R., Candian C. (1979), *Indagine sui limiti di massima invasione dei blocchi rocciosi franati durante il sisma del Friuli del 1976. Considerazioni sulle opere di difesa,* Univ. St. Trieste, Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Ass, 42 pp., Trieste

Ponton M. (2010), *Architettura delle alpi friulane* (All. n.8 sezioni geologiche alla scala 1: 100.000, n. 1 carta geologica alla scala 1: 200.000, Museo Friulano St. Nat., pubbl. 52: 80 pp. Udine

Slejko D., Carulli G.B., Carraro.F., Castaldini D., Cavallin A., Doglioni C., Iliceto V., Nicolich R., Rebez A., Semenza E., Zanferrari A., Zanolla C.,(1987), *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale C.N.R.*, Rend. 1: 1- 82, Trieste

Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G.B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianetti F., Sauro U., (1982), *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale.* 3 carte neotettoniche 1: 400.000, Mem. Sc. Geol., 35: 355-376, Padova

[B]

LA PREVENZIONE SISMICA

[presentazione]

"OGGI"

La sismicità trova la sua origine nei fenomeni deformativi, lenti, continui e inesorabili che riguardano la crosta terrestre; è nel succedersi delle loro diverse fasi che si possono verificare i terremoti, come avviene in questo periodo geologico in Italia, localizzati al Nord, al Centro e al Sud.

Le indagini di campo, di tipo meccanico e, sempre più estesamente, di tipo geofisico (per la loro valenza sul piano costi-benefici), consentono di acquisire conoscenze significative, oltre che sulla connotazione dei singoli eventi, anche sulla caratterizzazione del sottosuolo, in profondità e laterale, più strettamente legata alla fenomenologia che si manifesta in un certo luogo durante un terremoto.

È in questa duplice direzione che per la prevenzione sismica si sta operando da tempo (2008-2010) anche in Italia per affiancare la risposta sismica alla scala territoriale, rappresentata dagli strumenti urbanistici comunali, con la risposta sismica alla scala di singolo insediamento.

Si sta quindi puntando organicamente a disporre della Microzonazione Sismica, strumento in grado di orientare strategie, obiettivi e azioni di riduzione del rischio sismico, sino dalla nuova previsione localizzativa di aree insediative in ambiti meno esposti a effetti sismici, ma anche della Risposta Simica Locale, strumento in grado di ottimizzare le conoscenze tra il contesto geologico di sito e le opere di ingegneria in progetto.

Gli studi di *Microzonazione Sismica* consentono importanti distinzioni territoriali degli effetti possibili a seguito di un terremoto:

zone stabili: *"zone non suscettibili di amplificazione sismica in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante e pertanto gli scuotimenti attesi sono equivalenti a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base".*

zone suscettibili di amplificazione sismica: *"zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e/o geomorfologiche del territorio".*

zone suscettibili di instabilità: *"zone in cui sono presenti o suscettibili di attivazione fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazioni, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali)".*

Gli studi di Risposta Sismica Locale sono finalizzati alla progettazione delle opere di ingegneria e consentono di definire il Modello Geologico di Riferimento utile alla sua determinazione di sito, considerato che il moto generato da un terremoto e le azioni sismiche che possono quindi trasmettersi alle strutture, dipendono dalle condizioni di superficie e del sottosuolo, di natura morfo-topografica e lito-stratigrafica. Va sottolineato come il Modello Geologico di Riferimento sia strumento basilare, sostanziale e formale, del procedimento amministrativo che scandisce l'iter progettuale dallo studio di fattibilità tecnica alla progettazione esecutiva.

L'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano come normata dalla OPCM 4007/2012 «costituisce un primo strumento finalizzato alla integrazione degli interventi sul territorio per la mitigazione del rischio sismico a scala comunale e riguarda l'attività di verifica dei sistemi di gestione dell'emergenza, intesi come insiemi di elementi fisici (edifici strategici, aree di emergenza infrastrutture, sistema di connessione e accessibilità), rispetto al contesto territoriale».

«Tra le diverse condizioni limite definibili per gli insediamenti urbani, la CLE corrisponde a quella condizione per cui a seguito di un evento sismico, l'insediamento urbano nel suo complesso subisce danni fisici e funzionali tali da condurre all'interruzione di quasi tutte le funzioni urbane presenti, compresa la residenza. L'insediamento urbano conserva comunque la funzionalità della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza e la loro connessione ed accessibilità rispetto al contesto territoriale.»

Gli strumenti sopra descritti, concettualmente e operativamente connessi, sono stati introdotti a tutela della pubblica incolumità nel corpo della normativa tecnica nazionale che disciplina, in relazione alla sismicità del territorio, a scale e scenari diversi, l'insediabilità di un'area e la realizzazione di manufatti, come la pianificazione dell'emergenza nel caso del verificarsi di un tale evento.

Gianni Menchini
Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia
Libero professionista
gianni.menchini@hotmail.it

[1.1]
GRANDI DEFORMAZIONI DI UNA PICCOLA REGIONE

Corrado Venturini
Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali dell'Università di Bologna
www.corradoventurini.it

La Storia siamo noi... e il territorio

Un territorio può essere tante, tantissime cose. Dipende dalla prospettiva dalla quale lo si osserva e considera. Prendiamo il Friuli. Socchiudendo appena gli occhi ne percepiamo le vicende storiche. A cominciare da quelle legate ai conflitti mondiali del secolo scorso, alle sofferte vicende dell'annessione all'Italia, alla prolungata – seppur parziale – dominazione austriaca, regalo di quella napoleonica. E, ancor più distante da noi, al dominio della Serenissima, sostituitasi, ora con la forza ora con la diplomazia, ai patriarcati locali, ai feudi, ai liberi comuni. E ancora oltre, verso i Longobardi e gli Ostrogoti, subentrati a Roma e alle sue genti, che a loro volta avevano assimilato le sparute presenze dei Galli Carni nei territori montani e dei Veneti nei settori di pianura e del Carso. Carni e Veneti, e prima ancora Euganei, i quali furono preceduti da quegli abitatori neo- e mesolitici attraverso i quali l'Uomo cominciò a intersecare la propria Storia con quella del territorio.

Riaprendo gli occhi su quei medesimi monti e su quelle stesse valli, pianure e coste osservate dagli occhi dei nostri numerosi e vari predecessori, ci accorgiamo che così come l'Uomo vi ha stratificato la propria presenza, lasciando i suoi tangibili segni in prossimità della superficie – negli ultimi metri di suolo e di sedimenti – allo stesso modo il territorio, inteso come volume di rocce e di depositi non ancora cementati, rappresenta la concreta registrazione tridimensionale di tutti i mutamenti subiti durante il lento trascorrere del tempo geologico. Un *tempo profondo* che per il Friuli è scandito in milioni e centinaia di milioni di anni.

Montagne, pianure e poi di nuovo montagne

A guardarlo così, il nostro territorio può essere sommariamente diviso in *montagne* e *pianure*. Ai monti spettano le rocce – vecchie, antiche e antichissime – mentre alle pianure (e ai fondali marini adriatici) sono attribuibili, anche intuitivamente, i depositi

di ghiaie, sabbie e fanghi – decisamente più recenti – che i grandi corsi d'acqua hanno sovrapposto in livelli con basse o nulle inclinazioni.

È un rapporto diretto, di parentela stretta, quello che lega le montagne alle pianure che sono figlie delle prime, essendosi generate grazie al loro lento e incessante sgretolamento. Sembra impossibile, ma la gran parte delle particelle di fango e dei granuli di sabbia, assieme a ogni ciottolo di ghiaia che calpestiamo nelle pianure, ma anche nei delta, sulle spiagge, nelle lagune e nei mari, in tempi nemmeno troppo lontani erano singole porzioni di strati rocciosi. Strati, confusi tra migliaia di altri livelli simili, a formare i rilievi, le cime e i versanti delle montagne stesse.

Al tempo stesso, anche i depositi delle odierne pianure e degli attuali fondali marini, da semplici strati incoerenti sapranno cementarsi trasformandosi in rocce e, cosa ancor più interessante, saranno destinati anch'essi... a diventar montagne! A piccoli passi, un poco alla volta. Tutto grazie a poderose spinte crostali. Prima cresceranno sotto forma di modeste colline, poi si trasformeranno in discreti colli per farsi infine rilievi a tutti gli effetti. Mentre tutto questo accadrà – durante le centinaia di migliaia e i milioni di anni – a mostrare tutta la propria forza saranno il potere erosivo delle acque ruscellanti (ossia le piogge battenti) e quello delle acque incanalate (ossia i torrenti e i fiumi). Insieme saranno in grado di incidere forre, gole e solchi, destinati a trasformarsi prima in vallecole, poi in piccole valli e, infine, in più ampie vallate. E se il clima ancora una volta lo consentirà, saranno i ghiacci, con il loro potere abrasivo, a rifinire l'opera erosiva delle acque di superficie.

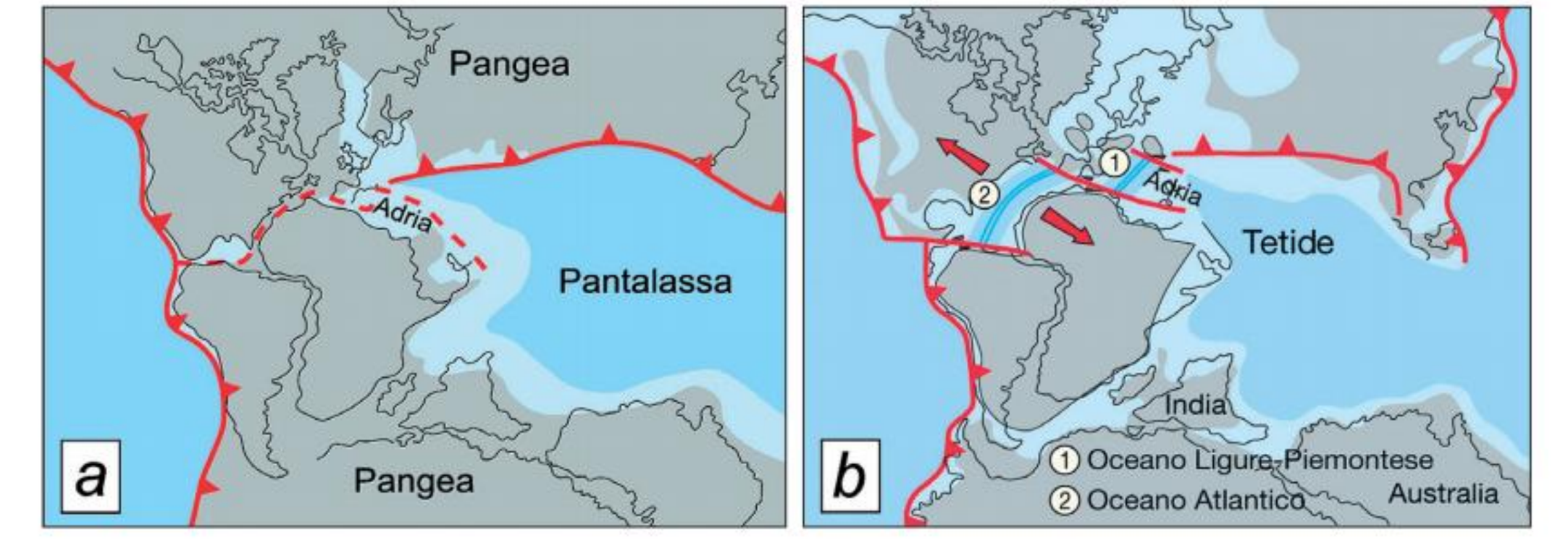
È a questo punto, sulla base delle precedenti considerazioni, che appare imprescindibile la necessità di spiegare la formazione dei rilievi friulani, invocando una causa in grado di sollevare e contemporaneamente deformare volumi di rocce crostali stimabili in oltre 50.000 chilometri cubi. Un'enormità! Una tale forza non può che provenire dalla Terra stessa. Più precisamente da quei movimenti incessanti cui sono assoggettate tutte le *placche litosferiche* del pianeta. *Placche* capaci di spartirsi l'intera superficie terrestre (fondali sottomarini compresi) con spessori fino a 150-200 km. Non è un caso che le grandi catene montuose, quelle cosiddette *collisionali*, si sviluppino e accrescano dove – semplificando – due blocchi continentali si affrontano in un poderoso scontro reciproco.

Proprio questo è accaduto, e sta tuttora accadendo, nei territori alpini in generale e in quelli friulani in particolare. Il tutto è dovuto – sempre semplificando – al ciclopico, prolungato, lentissimo scontro tra i blocchi continentali di *Europa* e *Africa*. Con il primo che da qualche decina di milioni d'anni cerca a forza di infilarsi, flettendosi, sotto il secondo. Nelle nostre zone nord-orientali a farne le spese sono stati gli antichi depositi dei fondali marini e delle pianure d'un tempo (oltre 10 km di strati sovrapposti uno sull'altro!), modificati e trasformati nelle odierne montagne alpine.

Un oceano casalingo

Per molti il semplice scontro tra i due protagonisti, *Europa* ed *Africa* del tempo,

Figg. 1a,b – Colore grigio: aree emerse; celeste: mari bassi; azzurro: oceani. a) Lo scenario crostale di oltre 200 milioni di anni fa; in tratteggio la futura lacerazione crostale che darà origine all'Atlantico centrale. Lungo le linee continue a triangoli placche differenti sono a contatto; il margine privo di triangoli corrisponde alla placca che affonda e si infila sotto l'altra (margine con triangoli). b) Circa 180 milioni di anni fa nascono l'Oceano Atlantico centrale e l'Oceano Ligure-Piemontese. (Da Venturini, 2009a).



potrebbe apparire riduttivo. Proverò allora a raddoppiare i personaggi presenti sul palcoscenico geologico di oltre 200 milioni di anni fa, descrivendone le interazioni reciproche e gli effetti che ne sono derivati nel tempo. Tutto questo servirà per cogliere, come ricaduta finale, la ragione prima della *sismicità friulana*.

Se partiamo dal primo atto del nostro geo-dramma, dobbiamo fare riferimento a quel "Tutto Terra", la mitica *Pangea* alla quale ci hanno abituato i libri della scuola superiore. È alla fine di questa fase di aggregazione dei grandi territori emersi che si apre il sipario sul primo atto (Fig. 1a). Da attenti spettatori assisteremo alla lenta frammentazione del "Tutto Terra" che andrà crepandosi, spaccandosi e fendendosi. Dobbiamo solo attendere la fine del Giurassico inferiore, circa 180 milioni di anni fa, per riuscire a rendercene pienamente conto.

Nella fascia tropico-equatoriale di *Pangea* la frammentazione crostale ha finito per produrre un braccio di mare con caratteristiche oceaniche: è nato l'*Oceano Atlantico*. Per il momento è solo la sua porzione centrale ad aprirsi e ad allargarsi; quella che oggi corrisponderebbe alla zona caraibica e alle coste orientali degli Stati Uniti e del Canada (Fig. 1b). Guardando meglio, ci accorgiamo che in un punto ben preciso la grande spaccatura crostale ha un'improvvisa interruzione, per poi riprendere verso E, nelle zone dove si collocava l'Italia settentrionale del tempo (Fig. 1b).

Dove oggi svettano le Alpi occidentali un tempo esisteva una profonda depressione sottomarina in costante ampliamento. Era in grado di richiamare le acque del grande oceano *Pantalassa* ("Tutto mare") che a sua volta circondava la vasta *Pangea*. Un ridotto braccio oceanico si allungava verso i nostri territori occupando le zone oggi rappresentate da Liguria, Piemonte e Valle d'Aosta (Fig. 1b). Non a caso i geologi l'hanno denominato *Oceano Ligure-Piemontese*, a ricordo dei suoi passati splendori e

in riferimento alla geografia odierna. La sua larghezza massima non riuscì a superare i 1.000 km perché, a differenza di quanto accadde per l'Atlantico, il suo processo di allargamento si bloccò precocemente.

Se fossimo andati a perlustrare le due opposte rive del nostro *oceano casalingo* ci saremmo imbattuti nelle coste rocciose dell'*Europa* meridionale del tempo (sponda NW), mentre sull'altro (sponda SE) avremmo attraversato i mari bassi e le isole sabbiose coralline che formavano il Friuli dell'Era mesozoica. Più in particolare, il margine SE dell'*Oceano Ligure-Piemontese* corrispondeva all'Italia del tempo (diversissima dall'attuale), Friuli compreso. Proprio perché era così diversa dall'Italia di oggi i geologi le hanno dato un nome specifico, chiamandola *Adria*. A quei tempi *Adria* poteva essere considerata una propaggine di *Africa*, una sorta di cuscinetto, o di *paraurti geologico* interposto tra *Africa* ed *Europa*. Erano territori prevalentemente marini, da bassi a mediamente profondi. In essi continuavano a generarsi strati su strati (in gran parte calcarei) con spessori di parecchi chilometri (Fig. 2b).

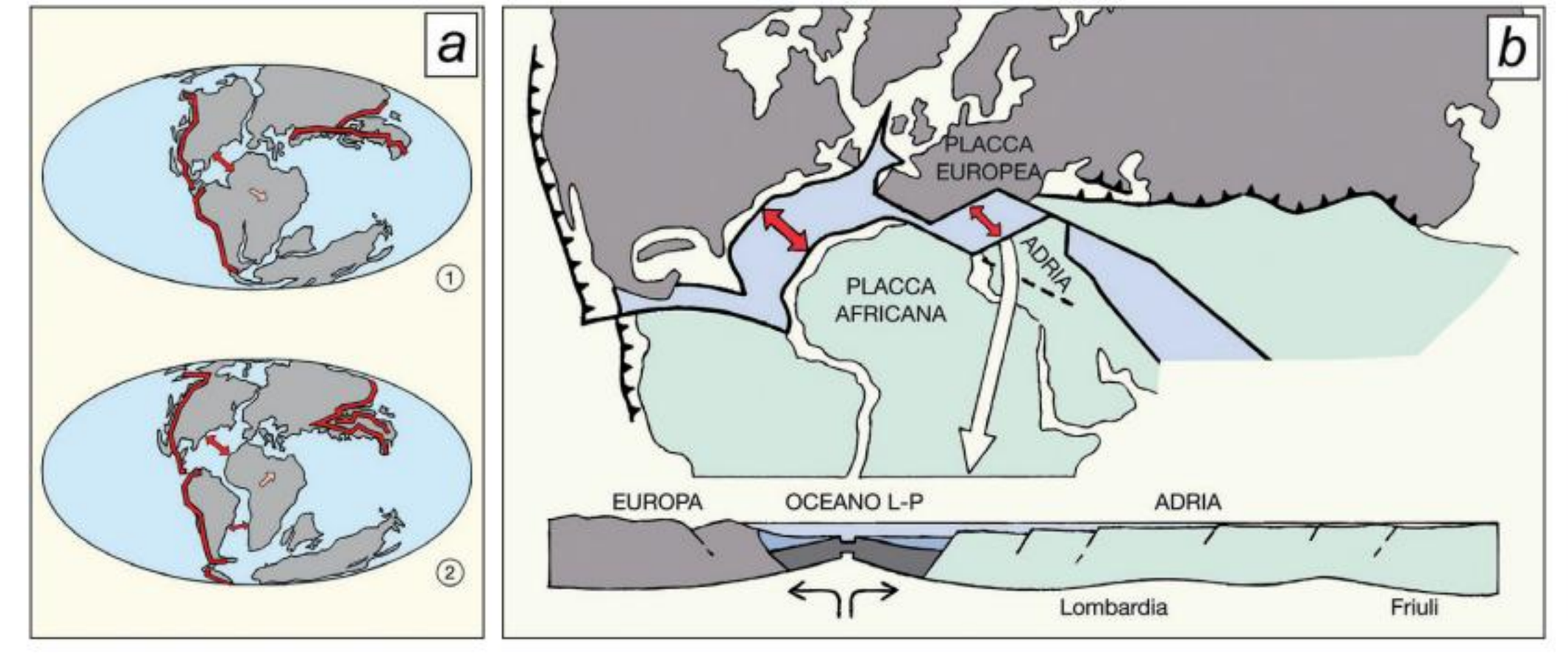
Una bomba ad orologeria

Dunque, nel lontano Giurassico i territori friulani del tempo si affacciavano su un piccolo braccio oceanico in progressiva espansione, occupando una fascia climatica di tutto rispetto, governata da condizioni tropicali. L'ambiente e i paesaggi erano veramente da sogno! «*Ma cosa può avere letteralmente rovesciato condizioni così idilliache, modificandole in modo così drastico? Tanto drastico da trasformare i fondali marini e le spiagge tropicali nostrane nell'imponente e ripida catena alpina?*» Possiamo dire che sono state quelle stesse forze che a suo tempo furono in grado di frammentare *Pangea*, interponendo fra i neonati continenti dei segmenti oceanici. Sarebbero state sempre loro, *di lì a poco*, a interrompere l'allargamento dell'oceano "nostrano", invertendo quell'incredibile processo di apertura crostale e trasformandolo, all'opposto, in una morsa letale.

Di lì a poco in geologia spesso corrisponde a milioni, o addirittura a qualche decina di milioni di anni. Nel nostro caso vale la seconda possibilità. L'apertura dell'*Oceano Atlantico centrale*, contemporanea a quella del nostro *oceano casalingo* dell'Italia nord-occidentale, aveva finito col separare il *N-America + Europa* dal *S-America + Africa* (Fig. 2a). Anche quest'ultimo enorme blocco continentale dopo altri 50 milioni di anni andò in crisi. Come succede per molte crisi anche questa culminò... con una separazione. Tutto accadde circa 130 milioni di anni fa, in pieno Periodo Cretaceo. *Africa* e *S-America* acquistarono una propria identità grazie alla nascita e allargamento dell'*Oceano Atlantico meridionale*, il quale cominciò prima a dividerle, per poi progressivamente allontanarle (Fig. 2a).

Differente (purtroppo!) è stata la sorte del nostro *Oceano Ligure-Piemontese*. Inizialmente nulla sembrava opporsi al suo continuo ampliamento, seguendo l'evolu-

Figg. 2a,b – a) 180 milioni di anni fa nasce l'Oceano Atlantico centrale (1). 130 milioni di anni fa prende forma anche l'Oceano Atlantico meridionale (2). La deriva dell'Africa col tempo (90 milioni di anni fa) ruota decisamente verso NE. b) La sezione evidenzia la separazione di Adria dalla Placca Europa con lo sviluppo di nuova crosta di tipo oceanico, interposta fra i due territori.



zione del proprio fratello maggiore: quel primo *Oceano Atlantico centrale* al quale era collegato da strettissima parentela geologica e da prossimità fisica. Ben presto però i protagonisti sulla scena aumentarono e ognuno, come spesso accade, cercò visibilità e affermazione a scapito di qualcun altro. Fu proprio la comparsa a sorpresa dell'*Oceano Atlantico meridionale* a far precipitare le cose. L'*Africa*, separandosi dal *S-America*, trovò la propria identità, ma col tempo finì per cambiare rotta. Fu spinta verso NE dalla genesi del nuovo ramo oceanico *(Atlantico meridionale)* il quale, ampliandosi e saldandosi a quello centrale, si fece sempre più ingombrante (Fig. 2a).

Intanto sul palcoscenico crostale dell'emisfero settentrionale l'affollamento stava diventando critico. Anche le zone a N del Canada avevano iniziato a lacerarsi dando vita all'*Oceano Atlantico settentrionale*. Quest'ultimo, allargandosi, cominciò a separare anche il *N-America* dall'*Europa*. I tre rami oceanici congiunti – meridionale, centrale e settentrionale – già intorno ai 100 milioni di anni fa erano diventati una forza, tant'è che la loro azione divaricatrice non ha ancora avuto né soste, né ripensamenti.

Il progressivo allargamento dell'*Oceano Atlantico settentrionale* costrinse il blocco *Europa* a migrare verso SE e S. *Africa* ed *Europa* si trasformarono in due enormi ganasce in progressiva chiusura. La rotta di collisione dell'*Africa* verso l'*Europa* del tempo durò parecchie decine di milioni d'anni. È intorno a 90 milioni di anni fa che viene fissata l'età del netto cambiamento di rotta della *Placca Africa*. Da quel momento devierà decisamente verso NE. Il destino di *Adria*, paraurti della *Placca Africa*, era segnato. Sarebbe stata solo questione di tempo: l'impatto con *Europa* (Eurasia) era ormai segnato in agenda. Adria, inutile dirlo, si incaricava stoicamente di assorbire l'urto.

La grande morsa e la conseguente collisione crostale ebbero il merito – o il semplice effetto – di forgiare il Friuli montuoso che conosciamo, iniziando a conferirgli quelle caratteristiche orografiche e idrografiche che oggi ne costituiscono il "marchio di fabbrica". Nei territori di Nord-Est i primi effetti deformativi ebbero inizio di lì a poco, già nel Cretaceo superiore. Anche se le prime deformazioni evidenti, tramandate sino a noi attraverso le *pieghe* e le *faglie* delle successioni rocciose, risalgono all'Eocene medio, poco meno di 50 milioni di anni fa.

Le deformazioni sviluppatesi tra 15 e 5 milioni di anni fa – le più intense tra tutte – continuano ancor oggi a essere le più percepibili tra quelle generate durante quel processo collisionale a tutti noto come *Orogenesi alpina*. Il destino dei territori marini di *Adria* e di quelli del nostro oceano in miniatura – bassi, profondi e profondissimi – con le loro rispettive successioni rocciose, sarebbe stato quello di trasformarsi in un guscio di noce (gheriglio compreso!) stritolato e frantumato dallo *schiaccianoci crostale* euro-africano, ormai da tutti considerato inarrestabile.

Le deformazioni dei territori di Nord-Est

Perdonate la lunga premessa, ma perdere di vista il *movente*, le ragioni prime che stanno alla base delle ricorrenti crisi sismiche dei territori di Nord-Est, mi sarebbe sembrato – passatemi il paragone storico – come se stessimo parlando della prima guerra mondiale senza comprenderne le motivazioni dell'innesco. Occorre allora considerare il concatenarsi di e*ffetti-cause-movente*. Nel nostro caso il *movente* è dato dai presupposti che hanno favorito la grande collisione tra la *Placca Africa* e la *Placca Europa*. Collisione crostale che diventa la *causa* della *Catena orogenetica alpina*. Gli *effetti* sono sotto gli occhi di tutti, ma in particolare di quelli dei geologi: *faglie* (le rotture con spostamento tra volumi di roccia) e *pieghe*, piccole, grandi, fino a enormi, capaci di superare in grandezza le montagne stesse. Le *faglie* sarebbero state in massima parte di tipo *compressivo* (spostamento delle masse rocciose verso l'alto e in avanti, come carte da gioco) e in minor numero di tipo *trascorrente* (traslazione delle masse rocciose in senso orizzontale).

Il profano di "cose geologiche" potrebbe presupporre che in una collisione crostale l'innesco e lo sviluppo delle *faglie* abbiano la stessa assenza di logica di un mazzo di *shanghai* lasciati cadere sopra un tavolo. Nulla di più sbagliato. La Natura, anche nelle deformazioni dei volumi rocciosi, è sempre ordinata e logica. È proprio grazie a questa *logica geologica* che noi geologi, valutando la distribuzione spaziale dei vari tipi di *faglie* (nonché delle *pieghe*), considerando le loro interferenze reciproche e riconoscendo le direzioni e i versi di movimento lasciati come tracce indelebili sulle loro superfici, riusciamo – o almeno ci proviamo – a interpretare le *cause* che hanno generato le associazioni complesse di deformazioni. In ultima analisi il *come* è nata, è cresciuta, sta muovendosi e potrà evolversi nel tempo una catena montuosa.

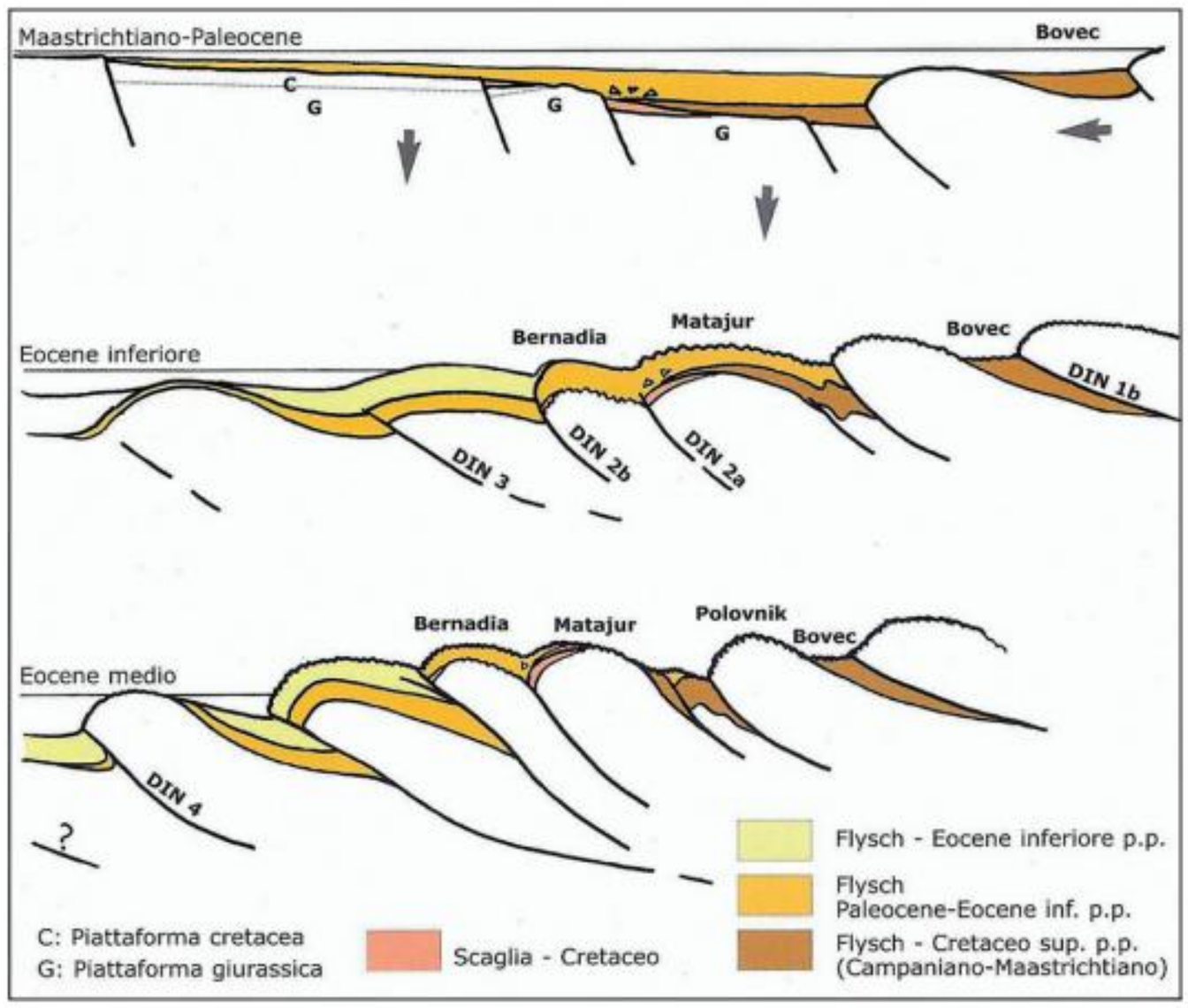
Fig. 3 – Il settore friulano è il più raccorciato tra tutti quelli appartenenti alle Alpi Meridionali, ossia le Alpi "italiane". È inoltre quello che, assieme alle sue propaggini bellunesi e slovene occidentali, risulta tuttora interessato da una attività sismica che, per la sua intensità, non ha confronti nell'arco alpino.

Il Friuli e i suoi territori limitrofi sono oggi un vero... *fagliaio*! *Faglie* ovunque, spesso associate a grandi *pieghe*. È arrivato il momento di osservare il Friuli Venezia Giulia dall'alto, descrivendo la distribuzione areale e temporale delle sue *famiglie di faglie*. Ricordiamo che proprio alcune tra esse sono tuttora sede di potenziali movimenti e rilascio di onde sismiche. Sappiate inoltre che, escludendo solo i territori più occidentali, di tutte le Alpi che si sviluppano in territorio italiano – dalla Lombardia al Friuli, passando per le Dolomiti – i territori friulani sono quelli più raccorciati (Fig. 3). L'estensione odierna dei depositi rocciosi deformati del Friuli è un terzo rispetto a quella che occupavano prima dell'*Orogenesi alpina*. Negli altri territori alpini italiani è pari soltanto alla metà.

Diverse direzioni di spinta si sono susseguite e hanno agito negli ultimi 50 milioni di anni sui volumi rocciosi dei territori di Nord-Est. Per questa ragione sul medesimo enorme volume di rocce si sono sovrapposte più *famiglie di faglie*. Ed è per questo che la deformazione complessiva si presenta estremamente complessa. Tanto complessa che tra coloro i quali cercano di dipanare l'intricato gomitolo tettonico regionale (i geologi strutturali) – definendo il *dove*, il *come* e il *quando* di ogni insieme di strutture (pieghe e faglie), le loro interferenze reciproche, le loro riattivazioni multiple – non esiste ancora un'unica soluzione condivisa.

I territori friulani nel corso della loro storia geologica sono stati interessati da vari *eventi deformativi* ascrivibili all'*orogenesi alpina*. In ambito geologico tali *eventi* si suddividono e accorpano in *fasi tettoniche*. Qui, semplificando la trattazione al fine di favorirne la comprensione, saranno denominati semplicemente come successivi *impulsi deformativi*. Di seguito sono presentati e discussi seguendone, naturalmente, l'ordine cronologico d'attivazione.

Fig. 4 – Le 'tegole tettoniche' rampanti (o 'scaglie tettoniche') generatesi durante il Primo impulso deformativo. Ognuna è delimitata da faglie compressive a medio-bassa inclinazione (gli 'accavallamenti'). Le sezioni, orientate SWNE, si riferiscono a 70 (in alto), 50 (al centro) e circa 45 milioni di anni fa (sotto). (Da Ponton, 2010).

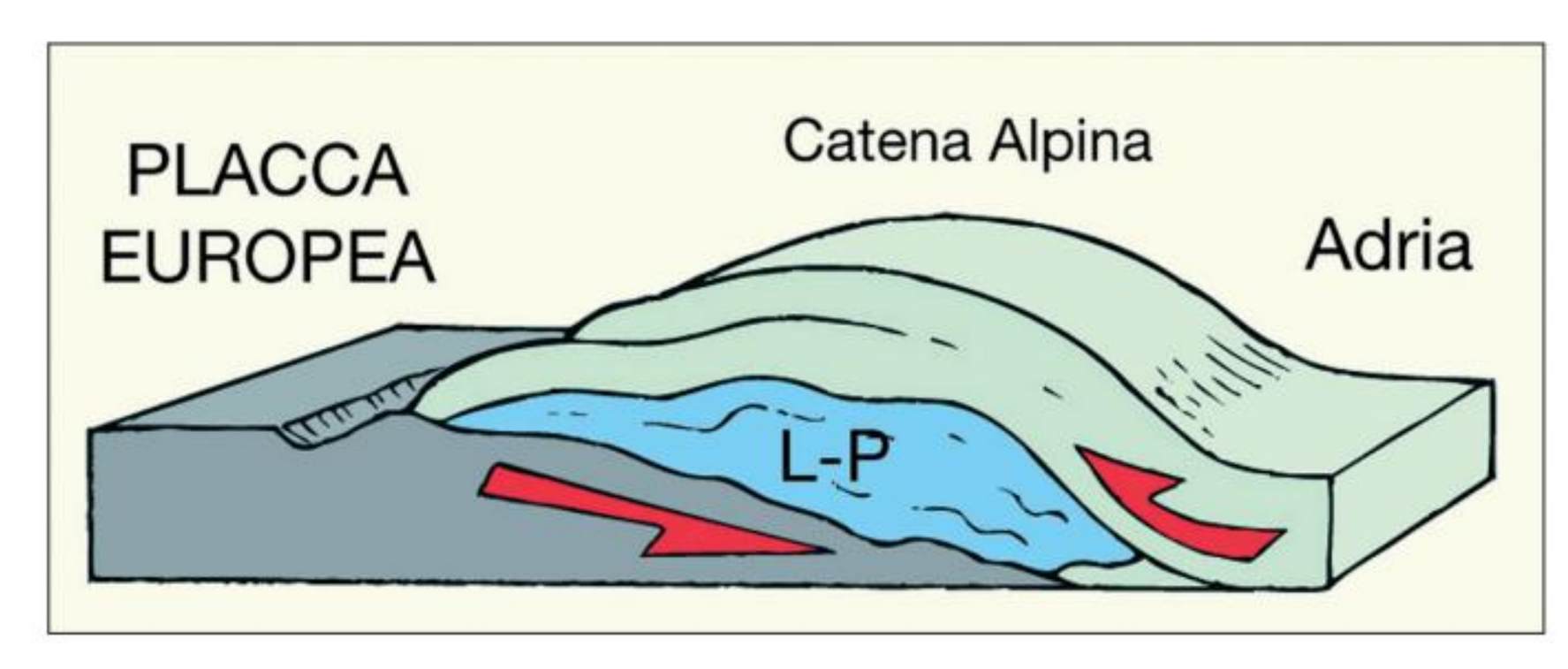


Il Primo e il Secondo impulso deformativo

Torniamo indietro nel tempo e fermiamoci intorno a 50 milioni di anni dal presente (Eocene). I territori nordorientali di *Adria* si stanno scontrando con l'Europa balcanica. Prende corpo la vicina *Catena dinarica*. Questo *Primo impulso* deformativo genera una serie di *tegole tettoniche*, rampanti verso SW e delimitate da altrettante *faglie*. Col termine *tegola tettonica* "rampante" intendo un volume roccioso, ampio da un centinaio ad alcune migliaia di chilometri cubi, delimitato alla base da una *faglia* a medio-bassa inclinazione *(accavallamento)* che l'ha traslato verso l'alto e verso l'avanti (Fig. 4). Sul territorio, in pianta, appaiono ancor oggi come linee orientate NW-SE (cfr. Fig. 7).

La collisione si estende fino al Triveneto, ma con intensità via via decrescente verso W, coinvolgendo parzialmente anche le Dolomiti. Nel Friuli Venezia Giulia gli effetti più intensi e inequivocabili si toccano con mano nel Cividalese, nel Goriziano, nel Carso isontino e triestino. Segni evidenti sono inoltre presenti sul Monte Bernadia e sul Colle di Medea. Questo impulso ha lasciato inequivocabili tracce anche nei settori del Monte Amariana, delle Prealpi Carniche e del Cansiglio Cavallo. Le direzioni delle rispettive *faglie* e *pieghe* sono orientate NW-SE, come le lancette di un orologio che segna le 10.20. Tali strutture, non a caso, sono definite 'dinariche' o ad 'orientamento dinarico' (Fig. 4), come le isole e la zona costiera della Dalmazia, che rappresentano la fascia deformata esterna della *Catena dinarica*.

Fig. 5 – Struttura della Catena Alpina 'precoce', circa 50 milioni di anni fa. La collisione fra le Placche Africa (con il suo 'paraurti' Adria) ed Europa aveva creato una sorta di 'panino geologico'. Gigantesche 'fette' di rocce appartenenti all'ex-Oceano Ligure-Piemontese (L-P) si erano interposte a quelle di Europa e Africa (Adria).



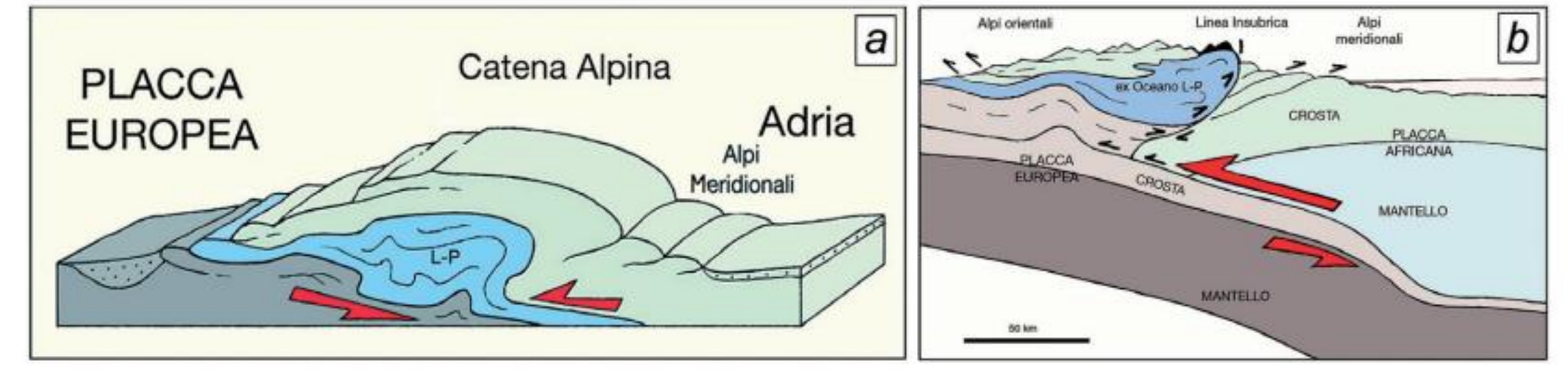
Ci troviamo ora intorno a 20 milioni di anni fa (Miocene inf.). Dopo una stasi delle spinte durata alcuni milioni di anni, le compressioni riprendono. Si attiva il *Secondo impulso* deformativo. La direzione di spinta è ruotata in senso antiorario, seppure soltanto di una decina di gradi. Nuove deformazioni prendono corpo, sempre comunque limitate e mal riconoscibili rispetto alle precedenti, delle quali assecondano da vicino le direzioni di sviluppo. Per questo motivo risulta difficile riconoscere con certezza la loro distribuzione geografica sul territorio.

Morte dell'Oceano Ligure-Piemontese e nascita delle Alpi 'precoci'

Prima di individuare sul territorio friulano gli effetti della successiva compressione (*Terzo impulso* deformativo), data la sua importanza vale la pena soffermarsi sulle cause che l'hanno propiziata. Facciamo un passo indietro per comprendere meglio. Torniamo circa a 80 milioni di anni fa, nel Cretaceo superiore, e allarghiamo la visuale all'intera Italia settentrionale del tempo. Mentre gli strizzamenti di *Adria* sul lato NE cominciavano a formare la *Catena dinarica*, sugli altri restanti lati della collisione – verso N e verso W – il nostro *"oceano casalingo"* stava ormai sparendo, inghiottito in profondità attraverso un processo che i geologi chiamano *subduzione*.

L'*Oceano Ligure-Piemontese* era stato spinto sotto *Adria*, verso i quadranti meridionali. Tanto in profondità che le sue rocce avevano subìto intensi cambiamenti *(metamorfismo)*. Tutto questo grazie alla *Placca Europa* che, nell'avvicinamento forzato verso la *Placca Africa* e il suo paraurti *Adria*, aveva "scelto" di infilarsi sotto queste ultime. Una *subduzione* parziale che perdura tuttora. Quando tutte le rocce dell'intero *Oceano Ligure-Piemontese* finirono per essere subdotte in profondità, furono le rocce dei margini continentali di *Europa* ed *Africa* (più leggere) a trovarsi in contatto reciproco. Fu questo il vero *scontro crostale*! Ogni collisione diretta tra blocchi continentali crea affastellamenti e intensi raccorciamenti nella fascia di contatto. Nel nostro caso,

Figg. 6a,b – a) La Catena Alpina si complica. Il margine meridionale della grande struttura a "panino geologico" si insacca e si affastella: si generano le Alpi Meridionali, le Alpi "tutte italiane", le nostre Alpi centrali (Dolomiti in primis) e orientali (Friuli). b) Le recenti "radiografie crostali profonde" hanno accertato questo meccanismo di incastri tra Europa e Africa (Adria) – definito col termine "indenter" – in grado di giustificare la genesi delle Alpi "tutte italiane".



il prolungarsi delle spinte – unitamente, per i più esperti in materia, a un'interruzione della *subduzione* e a un generale sollevamento collegato a un riequilibrio isostatico – generò una sorta di enorme *panino geologico* (Fig. 5).

Sto sintetizzando le trasformazioni di un antico oceano da tempo scomparso. Un antico *oceano nostrano* rappresentato da rocce che prima sono scese anche oltre 70 km di profondità e che poi sono state risospinte verso l'alto, fino a trasformarsi in catena montuosa. Questa in sintesi, in estrema sintesi, è la storia della *Catena alpina* "precoce": la porzione più antica di tutta la *Catena alpina* che noi oggi conosciamo. Quella che oggi occupa l'Austria, l'Alto Adige, la Svizzera, la Lombardia settentrionale, e la Liguria occidentale, il Piemonte e la Val d'Aosta, dove fanno mostra di sé le *rocce metamorfiche* che un tempo erano state i depositi dell'*Oceano Ligure-Piemontese*.

Genesi delle Alpi "tutte italiane"

«Quando e come la Lombardia centrale, il Trentino e il Veneto (con tutte le Dolomiti) e soprattutto l'intero Friuli centrale e settentrionale, sono diventate anch'esse Alpi, saldandosi alle Alpi "precoci"?». Il *quando* è nel Miocene, il *come* si ricava osservando la Fig. 5, la quale precede quanto sta per accadere in questa fase. Nel *panino geologico* tutte le deformazioni (*pieghe* e *faglie*) si erano generate rampando verso N, verso l'*Europa* del tempo.

Al proseguire del movimento *Africa vs Europa*, sul lato *Africa* le rocce di *Adria*, per ragioni meccaniche, cominciarono a formare una gigantesca *insaccatura*. Finì col generare una enorme piega, poderosa nel suo sviluppo crostale (Fig. 6). Se agli enormi spessori crostali sostituite dei livelli di gommapiuma colorati e alle spinte compressive sostituite quelle delle vostre mani *(il noto "metodo Coleman", ...con le mani!)*, l'effetto "piega da insaccamento" vi diventerà subito logico e ben percepibile.

Più *Europa* e *Africa* si avvicinavano e, collidendo, si sovrapponevano, più la *grande piega* si esasperava. Questa struttura si inarcò a tal punto (Fig. 6) che finì per attivare le successive deformazioni fragili *(faglie)* delle zone meridionali. Quelle che si sarebbero estese col tempo verso l'interno dei territori chiamati *Adria*. Da questo momento, le

più intense deformazioni alpine si sarebbero localizzate sul lato meridionale del *mega-panino geologico*, migrando verso S e incorporando settori di *Adria* sempre più ampi.

Mentre le deformazioni delle Alpi 'precoci' (Fig. 5) rampano verso N, quelle delle Alpi più recenti, ossia le Alpi "tutte italiane" – chiamate dai geologi *Alpi Meridionali* – rampano al contrario, verso S (con limitate eccezioni dovute a locali ragioni meccaniche). Questo perché sono state condizionate dalla forma della *mega-piega* crostale, evoluzione dell'iniziale grande *insaccatura* (Fig. 6).

Il Terzo impulso deformativo

Siamo giunti tra 15 e 5 milioni di anni fa (Miocene medio-sup.). Questa volta la compressione in Friuli sta agendo lungo la direzione N-S, assecondata da una probabile accelerazione del moto. La *Catena dinarica* ha ormai smesso di crescere. Sul palcoscenico crostale del Nord-Est diventano protagoniste altre situazioni geologiche profonde, in grado di generare nuovi importanti deformazioni. Altre *pieghe* e altre *faglie* formeranno nuove *tegole tettoniche* che questa volta ramperanno verso S.

Queste strutture stravolgeranno l'assetto dei 10-15 chilometri di rocce più superficiali, imprimendo al territorio un'architettura deformativa che, ancor oggi, risulta la più evidente tra tutte.

È in questo contesto che dobbiamo inserire le deformazioni del territorio friulano attive durante questo *Terzo impulso*. Si tratta ancora una volta di grandi *tegole tettoniche*, ma questa volta il loro orientamento in pianta è E-W, ovvero perpendicolare alla grande spinta crostale N-S. È molto probabile che la *magnitudo* (energia liberata) dei terremoti del tempo fosse di almeno due o anche tre ordini di grandezza superiore a quella dei nostri sismi storici e recenti.

Le strutture orientate E-W prodotte durante questo *Terzo impulso* si spengono verso SE (Cividalese, Isontino, Carso triestino), lì dove le più antiche deformazioni "dinariche" del *Primo impulso* deformativo sono ancora perfettamente decifrabili. Lo sono perché restano quasi le sole presenti in quei volumi di rocce che ormai sfumano nella *Catena dinarica* (Fig. 4).

Tra tutte le grandi *faglie* orientate E-W è sufficiente citarne due: la *Faglia di Sauris* (Carnia) e la *Faglia Barcis-Staro Selo* (Prealpi Carniche e Giulie), (Fig. 7). A esse sono ricollegabili non solo dei raccorciamenti intensi, ma anche dei marcati sollevamenti, stimabili sulla base dell'età e dello spessore delle rocce coinvolte. Per la *Faglia di Sauris*, per esempio, si tratta di circa 2 chilometri di sollevamento verticale a fronte di un raccorciamento orizzontale stimato prossimo alla ventina di chilometri.

Se guardate una qualsiasi carta geologica del Friuli, anche schematica (Fig. 7), saranno proprio queste *faglie* orientate E-W a colpirvi per il loro numero, estensione e continuità. Nel Friuli centrale e settentrionale anche l'occhio del geologo oggi riconosce a fatica le precedenti *faglie* del *Primo* e del *Secondo impulso* deformativo e le relative *tegole tettoniche*, ormai strappate, spostate, trasposte e confuse dai movimenti del tardo-Miocene.

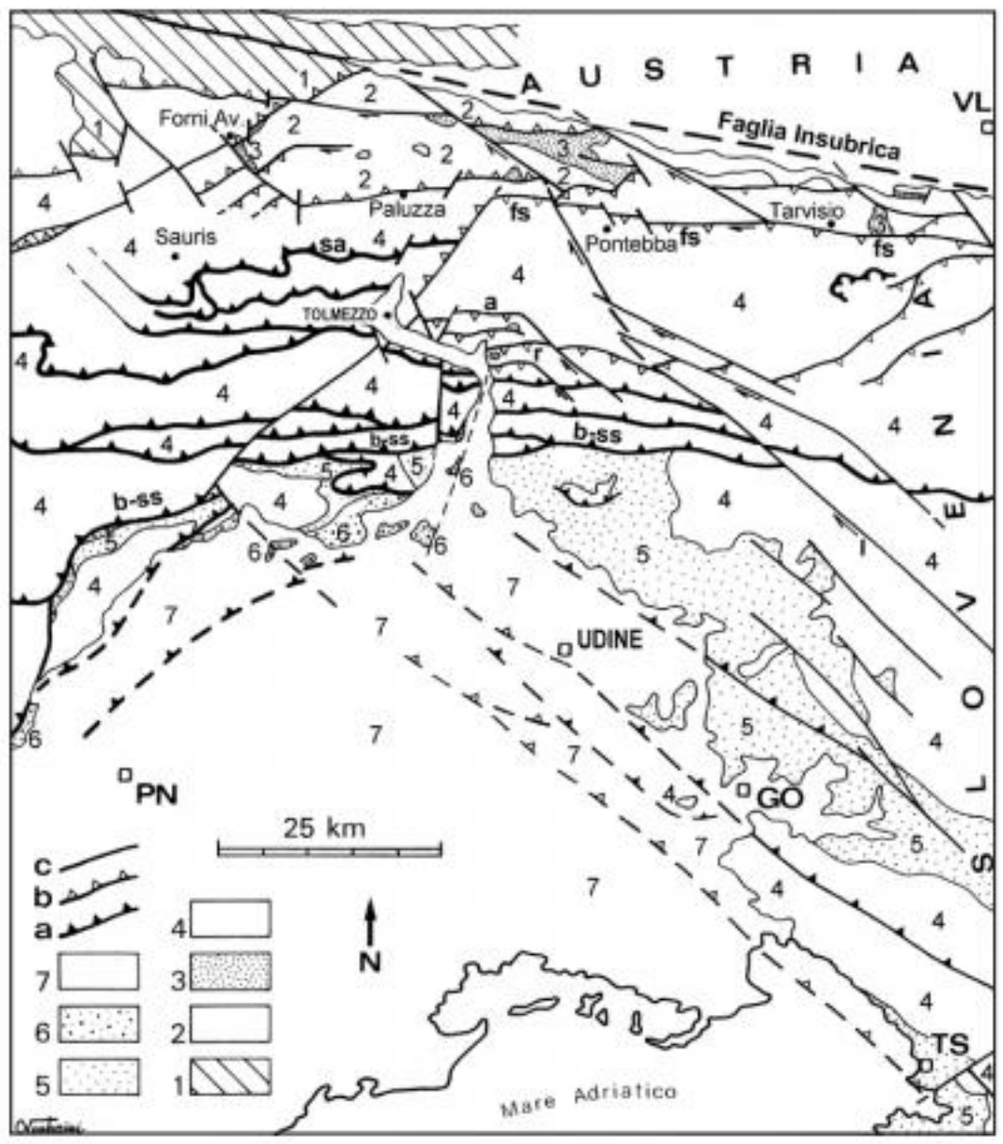


Fig. 7 (a sinistra) – Carta geologica schematica del Friuli V.G. 1 – rocce del basamento metamorfico; 2 – rocce del Paleozoico; 3 – rocce del Permo-Carbonifero; 4 – rocce del Mesozoico; 5 – rocce del Cenozoico antico; 6 – rocce del Cenozoico recente; 7 – depositi fluviali e fluvio-glaciali del Quaternario. a – Faglie compressive a medio-bassa inclinazione (accavallamenti); b – faglie compressive a medio-alto angolo di inclinazione; c – faglie con piano verticale. Faglie principali: a – Faglia del M. Amariana; b-ss – Faglia Barcis - Staro Selo; fs – faglia Fella - Sava; I – Faglia di Idria; sa – Faglia di Sauris; r – Faglia della Val Resia. (Da Venturini, 1991; modif.)

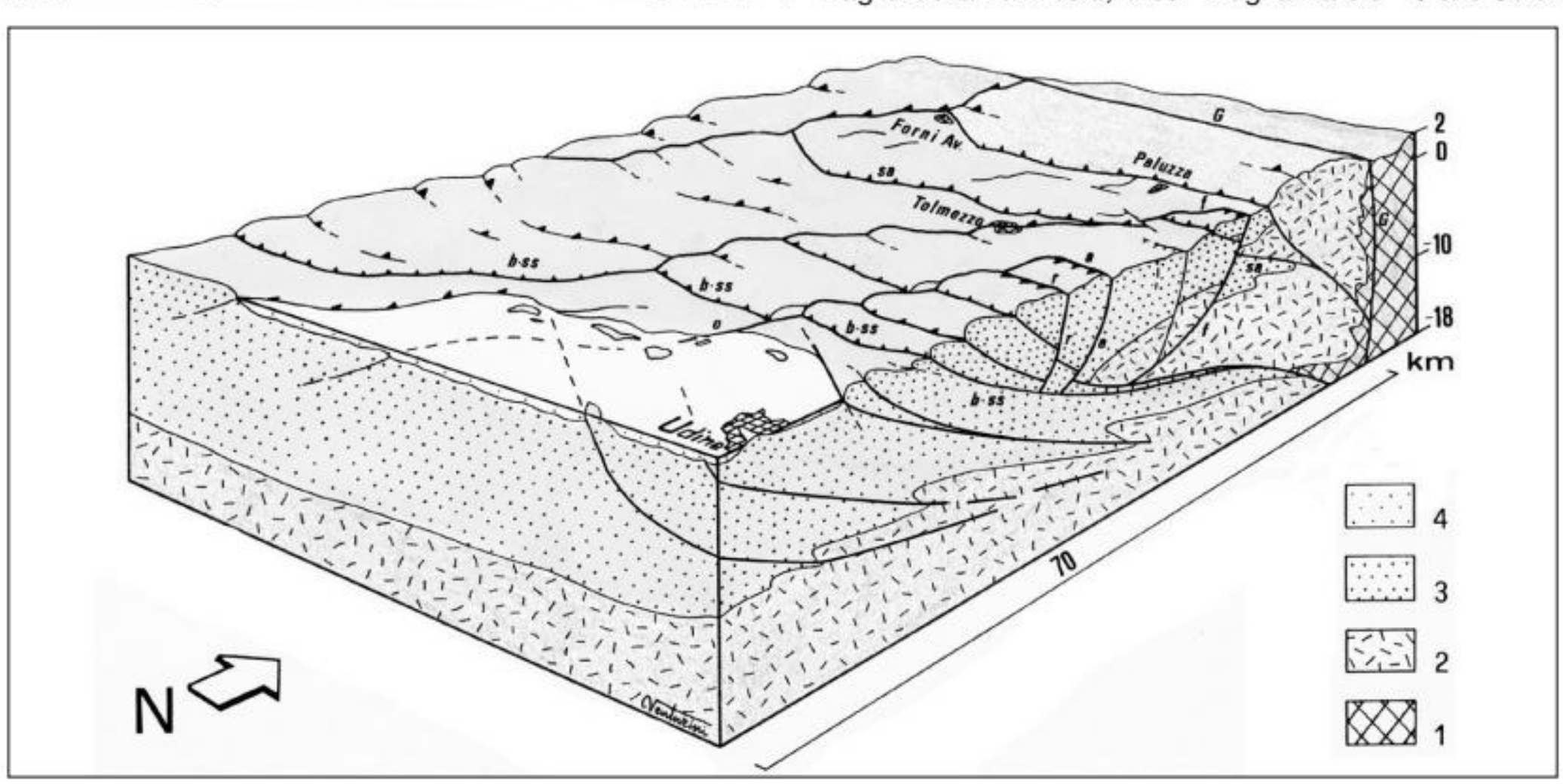
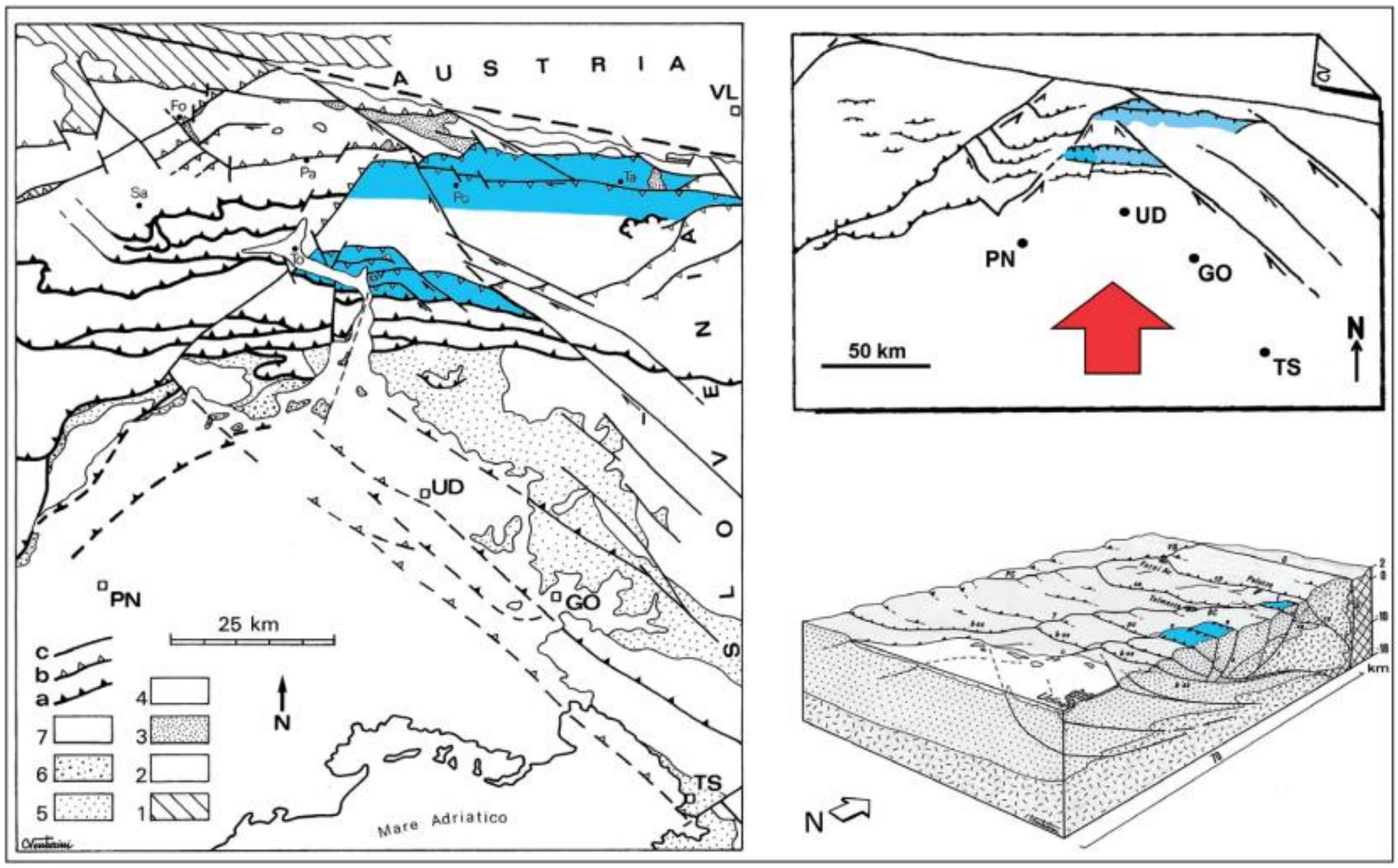


Fig. 8 – Assetto deformativo semplificato ereditato dalle compressioni alpine del Terzo impulso deformativo. 1 – rocce del basamento antico; 2 – rocce del Paleozoico; 3 – rocce del Mesozoico; 4 – rocce del Cenozoico; in bianco i depositi del Quaternario. Legenda tettonica. Faglie principali: sa – Faglia di Sauris; fs – Faglia Fella-Sava; a – Faglia del M. Amariana; r – Faglia della Val Resia; b-ss – Faglia Barcis - Staro Selo.

Le "tegole tettoniche"... anomale

All'interno del complessivo assetto rampante verso S prodotto da questo *Terzo impulso* deformativo, ci si imbatte in significative *tegole tettoniche* che, per motivi meccanici – resistenze interne al volume roccioso, disposizioni di particolari litologie più plastiche, ecc. – rampano in senso opposto, verso N (Fig. 9). La più estesa tra esse è quella che si appoggia ed è guidata dalla *Faglia Fella-Sava*, struttura che inizia nei pressi di Paularo e prosegue oltre Tarvisio, fino in Slovenia; a essa si affianca quella della *Faglia M. Pricot - M. Cerchio* (Figg. 7 e 9). Più a S, tra Tolmezzo e Venzone, si stagliano

Fig. 9 – Le zone in colore grigio individuano le "tegole tettoniche" rampanti verso N, generate durante i parossismi del Terzo impulso deformativo, il più intenso tra tutti. Sono strutture collocate nei "cul de sac" formati da coppie di faglie trascorrenti (a movimento orizzontale) convergenti a N.

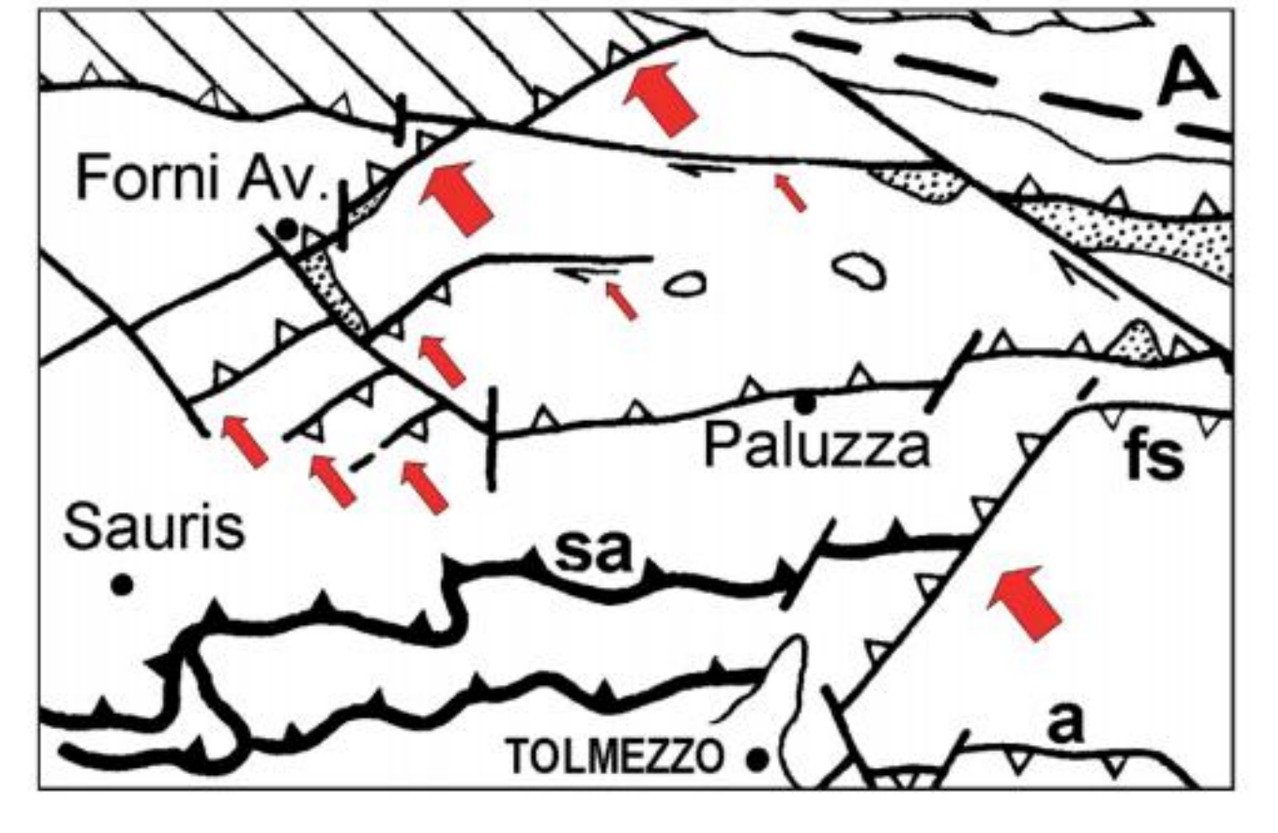


quelle multiple delimitate dalla *Faglie del M. Amariana, di Posselie, della Val Resia* e *del M. Plauris* (Fig. 9).

Per i più attenti va sottolineato che le varie *tegole tettoniche* rampanti in modo anomalo, ossia verso N, sono sempre limitate e guidate nel loro sviluppo da *faglie verticali* "di svincolo", i cui lembi si muovono in senso orizzontale (sono le faglie cosiddette *trascorrenti*). Queste *faglie*, a coppia, hanno direzioni convergenti verso N e in pianta formano degli ampi trapezi (Fig. 9). Dato il loro particolare orientamento, simmetrico rispetto alla direzione di spinta N-S, durante questo *Terzo impulso* tali faglie verticali hanno funzionato come "svincoli laterali". Ossia, con i loro movimenti orizzontali permettevano a due settori adiacenti di sviluppare deformazioni indipendenti. Una parte di tali *faglie* corrisponde ad antiche lacerazioni verticali *(paleo-faglie distensive)* presenti nel volume roccioso fin dal tardo-Paleozoico e dal Mesozoico. *Paleo-faglie* che, qualora sollecitate dalle compressioni crostali, sono in grado di riattivarsi anche a centinaia di milioni di anni dalla loro genesi.

È come se in una torta appoggiata sopra un tavolo produceste alcuni tagli con un coltello, attraversando il dolce da parte a parte. Il giorno dopo, spingendo lentamente la torta di lato, vi accorgereste che i primi movimenti si sono attivati proprio lungo i precedenti tagli. Questo perché i tagli si configurano come vere e proprie zone di debo-

Fig. 10 - Settore friulano nord-occidentale. Effetti della compressione orientata NW-SE (assimilabile alla direzione delle frecce), attiva durante il Quarto impulso deformativo (Pliocene). Frecce piccole: indicano movimenti orizzontali (trascorrenti) lungo faglie verticali "di svincolo"; frecce medie: indicano faglie compressive di nuova formazione; frecce grandi: indicano vecchie faglie verticali "di svincolo" trasformate in faglie compressive. Faglie: sa – Faglia di Sauris; fs – Faglia Fella-Sava. A – Austria (con Faglia Insubrica in tratteggio, sepolta sotto i depositi del Quaternario).



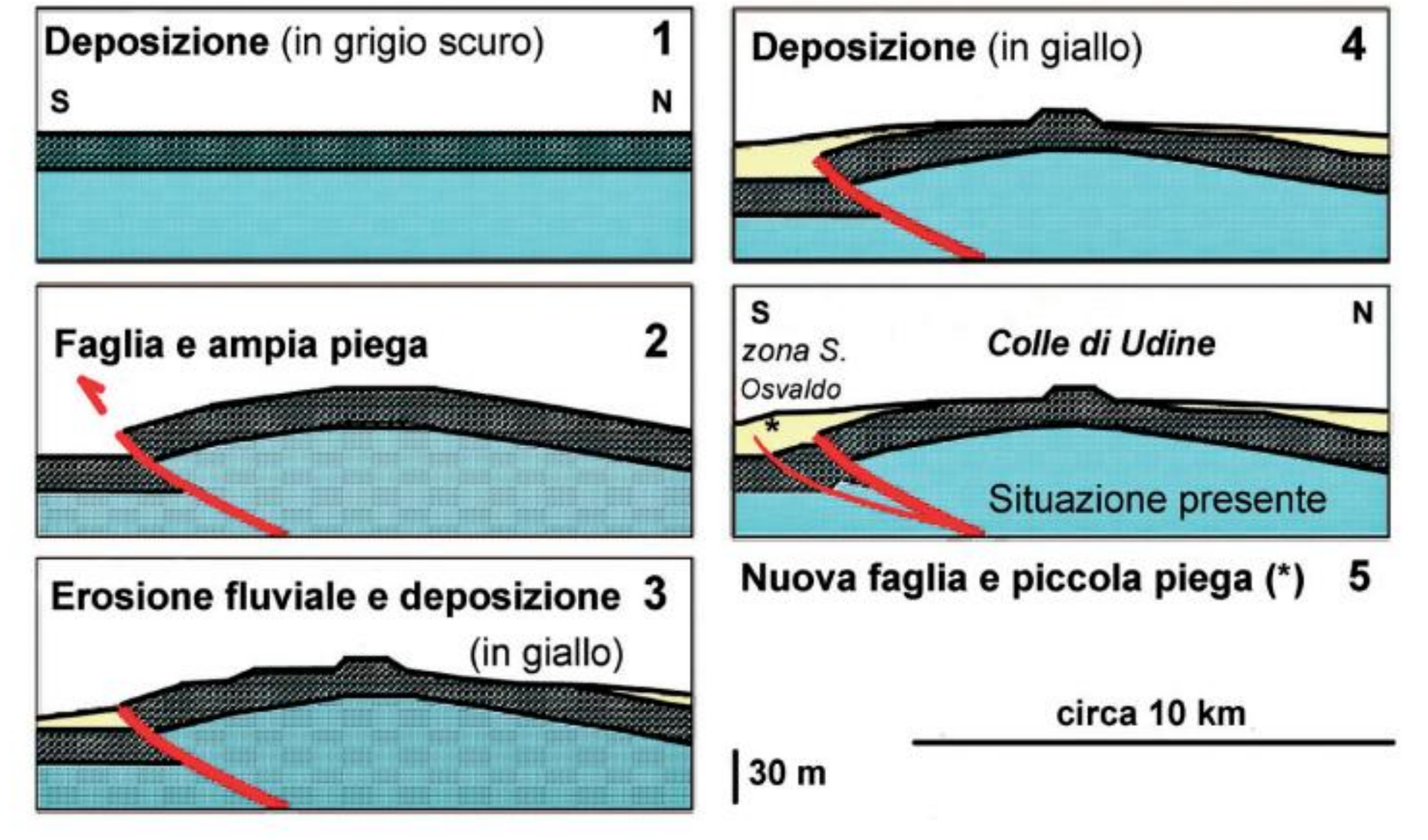
lezza. Lungo le loro superfici le resistenze alla deformazione si abbassano. Le antiche lacerazioni, muovendosi, guidano lo sviluppo di nuove deformazioni *(tegole tettoniche)* le quali, all'interno del volume deformato – sia esso un dolce, o una catena montuosa – si distribuiscono in modo disomogeneo ma... perfettamente logico e congruente.

Il *Quarto impulso* deformativo

Ci stiamo avvicinando rapidamente al tempo presente. Siamo ora nel Pliocene, tra 5 e 2 milioni di anni fa. Ancora una volta la spinta *Africa-Europa*, responsabile anche delle deformazioni che hanno generato le *Alpi "italiane"*, cambia direzione. In questo intervallo temporale si orienta circa NW-SE. Se dovessi sintetizzarvi quello che accade al volume di rocce che forma il Friuli Venezia Giulia, potrei dirvi semplicemente che... si riarrangia senza subire vistose modifiche. Gli effetti della nuova compressione si concentrano in particolari nuclei e settori, anche se appaiono nitidi ed evidenti, distribuendosi a "pelle di leopardo".

Come esempio potrei citare il M. San Simeone, il quale ha reagito alla nuova spinta inclinando verso NW (fino a 15°) il proprio volume roccioso, precedentemente deformato durante il poderoso *Terzo impulso*. Oppure le numerose nuove *tegole tettoniche*, sempre localizzate e di ridotte dimensioni, prodotte da questo sforzo. Questa volta risultano orientate NE-SW (ovvero perpendicolarmente all'applicazione della nuova spinta) e si distribuiscono, sempre a "pelle di leopardo", in tutto il territorio friulano settentrionale (Fig. 10). Potrei continuare, ma si tratterebbe sempre di effetti minori rispetto alle grandi strutture ascrivibili al *Terzo impulso*: quelle che hanno dato l'*impronta tettonica* e *orografica* al Friuli di oggi.

Fig. 11 – La sequenza illustra la possibile evoluzione del Colle di Udine durante l'ultimo milione di anni. La scala delle altezze è amplificata circa 50 volte. Le sezioni sono orientate SW-NE. L'ampio inarcamento è attestato dalle misure effettuate nei recenti depositi fluviali e fluvio-glaciali in vari punti del sottosuolo, a S e a N di Udine. (Da Venturini, 2009b; modif.).



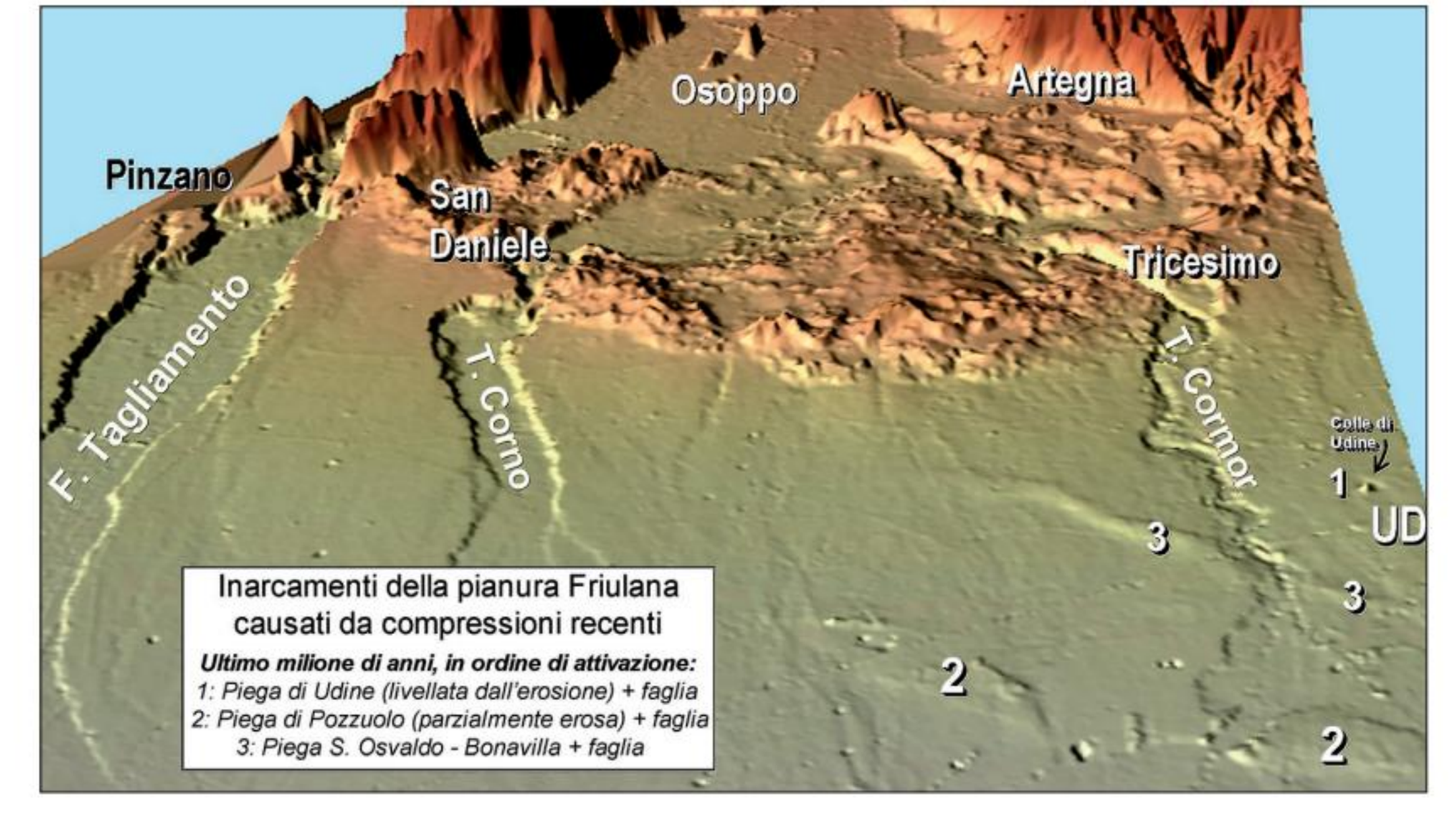
Il *Quinto impulso* deformativo

Arriviamo infine al Quaternario, l'intervallo temporale che si estende circa da 2 milioni di anni fa a oggi. Questo *Quinto impulso* appare per il momento ancor più debole del precedente. Nulla a che vedere con l'intensità e gli effetti del potentissimo *Terzo impulso* di età miocenica. Anche il *Quinto impulso* sviluppa riattivazioni di precedenti *faglie*. Come nel Friuli centrale si riattivano le *faglie* orientate E-W, così verso la pianura si riattivano vecchie conoscenze del *Primo impulso* deformativo: le più esterne tra le *faglie* a "orientamento dinarico" (ossia con piani diretti NW-SE).

Scopriamo allora che intorno a un milione di anni fa, attraverso la genesi di un'ampia *piega* appoggiata a una *faglia*, si perfezionava il sollevamento tettonico del settore sul quale è sorta Udine. A causa delle incessanti erosioni fluviali attive durante il Quaternario, di quell'ampia *piega* oggi resta visibile solo il nucleo roccioso dell'omonimo Colle (conglomerati del Quaternario antico) e delle aree contermini. Un ridotto moncone silenzioso (nemmeno 30 m di altezza), ma di grande significato geologico (Fig. 11).

«E cosa dire di quelle pieghe tettoniche ad ampio raggio che, a S di Udine (Fig. 12), *sono così estese da poter essere riconosciute nelle immagini dal satellite?».* In tempi ancor più recenti, marcarono la pianura deformandola in corrispondenza di S. Osvaldo e Bonavilla (periferia S e SW di Udine), (3 in Fig. 12) e di Pozzuolo del Friuli (con Orgnano

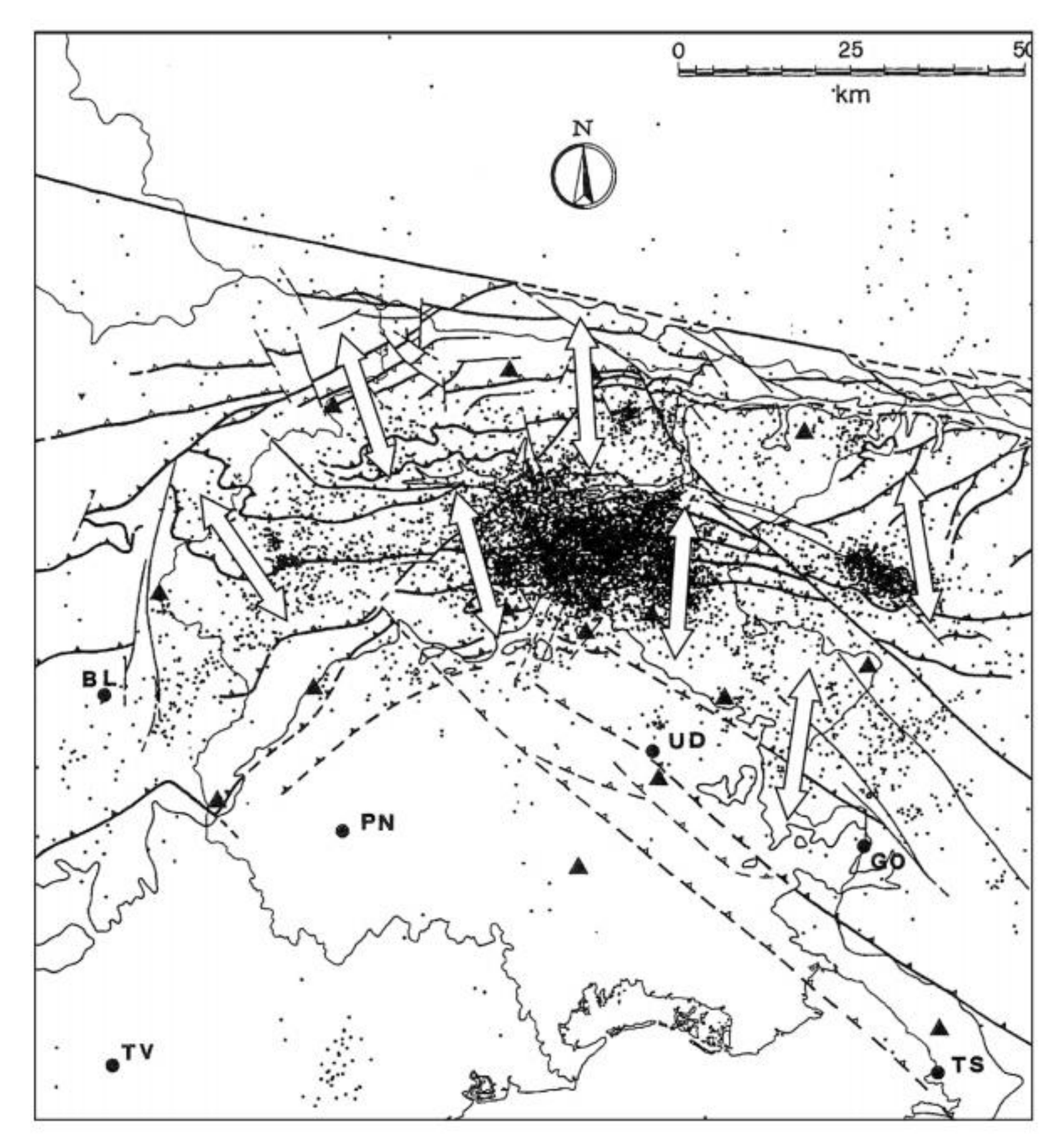
Fig. 12 – Le ampie pieghe (1-3), che coinvolgono in parte anche le coperture ghiaioso-sabbiose dell'alta pianura friulana, sono percepibili in questo modello digitale (dati vettoriali della Regione Aut. Friuli V.G.). La scala delle altezze è aumentata di 12 volte. Il Torrente Cormor, che oggi esce dall'anfiteatro morenico tilaventino, ha in buona parte eroso la parte centrale e più superficiale della piega di Pozzuolo e sta incidendo anche quella di S. Osvaldo - Bonavilla, ultima a essersi generata. La più antica fra tutte (piega di Udine) da tempo è stata livellata dall'erosione e seppellita dai successivi depositi fluviali (cfr. Fig. 11). (Da Venturini, Astori & Cisotto, 2004; modif.).



e Variano), (2 in Fig. 12). Sono *pieghe* appoggiate a *faglie* le quali, generatesi in tempi precedenti, hanno subito una riattivazione durante il *Quinto impulso* deformativo. Sono riattivazioni imputabili alle compressioni recenti, iniziate oltre un milione di anni fa e delle cui conseguenze oggi siamo diretti e spesso inermi spettatori.

«Come si distribuiscono le spinte crostali attuali (gli sforzi compressivi) sui territori del Nord-Est?». I dati geofisici, basati sui meccanismi focali dei sismi del periodo 1984-2001 (magnitudo tra 2.1 e 5.6), attestano una distribuzione a ventaglio delle spinte crostali. Per comprendere meglio immaginate il vostro braccio, ingigantito a dismisura e appoggiato sul golfo di Trieste e l'alto Adriatico. Stendete ora la rispettiva mano sulla pianura friulana, con le dita ancora serrate e parallele. Cominciate poi a muovere il braccio verso NNW. Mentre la mano avanza lentamente, le sue dita si aprono e si allargano a ventaglio. Avete simulato la distribuzione nello spazio degli sforzi attuali, diffusi a raggiera sul volume di rocce geograficamente denominato Friuli Venezia Giulia (Fig. 13). Gli effetti che ne derivano, sono in parte noti a tutti. Le ricorrenti crisi sismiche friulane ne sono l'evidenza più immediata. La più recente tra esse mostra la riattivazione di *faglie compressive* generatesi durante precedenti impulsi deformativi.

Fig. 13 – Mappa degli epicentri registrati dal 1977 al 2001. La profondità degli ipocentri varia dai 3 ai 20 km. Le doppie frecce indicano la direzione delle massime compressioni attuali desunte dai meccanismi focali. I triangoli individuano l'ubicazione dei sismometri. (Da Bressan et al., 2003; modif.).



Conclusioni

Abbiamo visto che per il Friuli Venezia Giulia geologico la *famiglia di faglie* più importante è quella generatasi in un intervallo di tempo compreso circa tra 15 e 5 milioni di anni fa (Miocene medio-sup.). Durante quello che qui – semplificando – è stato informalmente denominato come *Terzo impulso* deformativo. A questa particolare famiglia di *faglie compressive* appartengono alcune strutture che periodicamente si riattivano sotto il perdurare delle spinte crostali. Sembrano, almeno in parte, essere state proprio le loro riattivazioni a generare le ricorrenti crisi sismiche storiche del Friuli. Non ultima quella del 1976, solo per citare la più recente tra esse.

In altri casi (crisi sismica del 1928, epicentro Verzegnis, Alpi tolmezzine) la struttura riattivata corrisponderebbe a una *faglia verticale*, compresa tra quelle ritenute "di svincolo", ossia dotate di movimento orizzontale (ovvero trascorrente). Stessa situazione per la crisi sismica del 1998 – era il giorno di Pasqua – che colpì la zona di Bled,

in territorio sloveno, appena oltre confine. Anche in questo caso si riattivò una *faglia verticale*. Faglie simili in Friuli costituiscono spesso l'eredità di un passato geologico ancor più lontano. *Paleo-faglie* dunque che in certi casi erano nate nel Mesozoico come *faglie distensive* per poi rivestire un ruolo importante nella genesi dell'edificio deformativo miocenico *(Terzo impulso)* attraverso perodiche riattivazioni.

Per l'Uomo i sismi sono sinonimo di distruzione e paura. Per la Terra sono semplicemente il segnale della propria vitalità ed evoluzione. Sotto questo aspetto, tra tutti i territori alpini il Friuli sta dimostrando di avere la più vivace delle attività con la quale dovremo, sempre maggiormente, imparare a convivere.

Bibliografia

Bosellini A., 2005 – *Storia geologica d'Italia, gli ultimi 200 milioni di anni*. Zanichelli, 240 pp.

Bressan G., Bragato P.L. & Venturini C., 2003 – *Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia Region (NE Italy).* Bull. Seism. Soc. of Am., 3, 1280-1297.

Caputo R., 1996 - *The polyphase tectonics of eastern Dolomites, Italy.* Mem. Sci. Geol., 48, 93-106, Padova.

Carulli Gb. (a cura di), 2006 – *Carta geologica del Friuli Venezia Giulia, Scala 1: 150.000.* S.EL.CA. Firenze.

Castellarin A., 1981 – *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. Prog. Fin. Geodinamica, CNR pubbl. 441, 220 pagg.

Ponton M., 2010 - *Architettura delle Alpi Friulane*. Mus. Fr. St. Nat., pubbl. 52, 80 pagg.

Venturini C., 1991 – *Cinematica neogenico-quaternaria del Sudalpino orientale (settore friulano).* Vol. Tematico "Neogene Thrust Tectonics", Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1990), 109-116, Camerino (MC).

Venturini C., 2009a – *Italia: forme e contenuti*. Quaderni Habitat. Museo Friulano di Storia Naturale e Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del mare. Vol. 24, 11-46.

Venturini C., 2009b – *Colle di Udine*. In F. Cucchi, F. Finocchiaro & G. Muscio (a cura di): Geositi del Friuli Venezia Giulia, Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Tip. Arti Grafiche Friulane/Imoco Spa, 280-281, Udine.

Venturini C., Astori A. & Cisotto A., 2004 – *The late Quaternary evolution of central Friuli (NE Italy) as detected through field survey and DEM-derived map analyses.* In: G. Pasquarè, C. Venturini & G. Groppelli (Eds), Mapping Geology in Italy, Apat-Servizio Geologico d'Italia, IGC Firenze 2004, 95-106, S.EL.CA. Firenze.

Zanferrari A., Poli M.A. & Rogledi S., 2003 – *The external thrust-belt of the eastern Southern Alps in Friuli (NE Italy).* Mem. Sci. Geol., 54, 159-162, Padova.

[1.2]
LE INDAGINI GEOFISICHE DI CAMPO PER LA MICROZONAZIONE

Dario Albarello
Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente
Università degli Studi di Siena
dario.albarello@unisi.it

Introduzione

Obiettivo della microzonazione sismica è la costruzione di una carta di pericolosità sismica a scala comunale indicativa degli effetti di scuotimento sismico, o deformazione permanente del terreno, indotti localmente dalle condizioni litostratigrafiche, geomorfologiche e geotecniche presenti nel territorio indagato. In questo contesto, il termine "locale" va inteso come relativo alle dimensioni dei corpi geologici responsabili di potenziali effetti dannosi sui beni esposti al terremoto: queste dimensioni sono dell'ordine di grandezza della lunghezza d'onda dello scuotimento potenzialmente dannoso. Questa lunghezza d'onda è a sua volta funzione delle proprietà dinamiche del manufatto (in particolare del periodo proprio che lo caratterizza) e della velocità media delle onde sismiche potenzialmente responsabili del danno (solitamente le fasi S). Per avere un'idea di queste dimensioni, si consideri che i periodi propri della maggior parte dei manufatti sono compresi fra qualche decimo di secondo a qualche secondo: se le velocità delle onde S sono dell'ordine di qualche centinaio di metri al secondo, si vede che le lunghezze d'onda di interesse sono comprese fra qualche decina e alcune centinaia di metri. Quindi, le indagini di microzonazione sismica, come quelle di risposta sismica locale legate alla progettazione, devono riguardare volumi di sottosuolo con dimensioni (laterali e in profondità) che vanno da qualche decina e alcune centinaia di metri.

La microzonazione sismica, tuttavia, si differenzia nettamente dallo studio della risposta sismica locale: laddove quest'ultima è intensiva, ovvero finalizzata alla valutazione dello scuotimento atteso in corrispondenza di un singolo manufatto a fini di progettazione, o verifica sismica, la microzonazione sismica ha carattere estensivo e riguarda sempre ampie porzioni di territorio identificate come significative (per

esempio in quanto urbanizzate e urbanizzabili) da un'autorità territoriale ed è utilizzata da questa come base per attività di pianificazione territoriale volta alla riduzione del rischio sismico.

Per il suo carattere estensivo, la microzonazione sismica necessita dello sviluppo di strumenti di indagine del sottosuolo caratterizzati da bassi costi di esercizio per unità di volume esplorato. Inoltre, allo scopo di rendere studi di questo genere effettivamente applicabili, lo sviluppo di carte di microzonazione sismica viene predisposto secondo tre diversi livelli di approfondimento, caratterizzati da costi e impegno crescenti a fronte di esiti di carattere sempre più quantitativo con il progredire del livello di analisi (GdL MS, 1998). In quest'ambito, l'analisi geologica (intesa qui come ricostruzione geometrica dei corpi geologici e loro caratterizzazione litologico/formazionale) gioca un ruolo di assoluta preminenza proprio per il carattere estensivo che la caratterizza e ha un ruolo chiave per le indagini successive. Si tratta di un modello geologico "in prospettiva sismica", ovvero finalizzato all'individuazione di "aree stabili non soggette ad amplificazione del moto sismico di riferimento", di aree "stabili soggette ad amplificazione del moto sismico" e di aree "instabili" (per franosità, liquefazione o fagliazione superficiale). Laddove, per le zone stabili non soggette ad amplificazione, la pericolosità sismica può essere dedotta direttamente dalla Carta di Pericolosità Sismica Nazionale (es., http://zonesismiche.mi.ingv.it/), negli altri casi sono necessarie analisi specifiche per valutare la presenza di effetti sismici capaci di incrementare localmente il danno potenzialmente atteso in caso di terremoto. All'interno di questa griglia concettuale, i tre livelli di approfondimento della Microzonazione sismica hanno finalità differenti. Nel primo Livello, il modello geologico svolge un ruolo essenziale nell'identificare geometricamente le aree caratterizzate da analoghi effetti co-sismici (le cosiddette MOPS o Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica). Nei Livelli II e III gli effetti attesi nelle diverse MOPS sono quantificati allo scopo di redigere una effettiva carta di pericolosità sismica locale. In particolare, nel Livello II, la quantificazione riguarda solo zone stabili (ovvero zone dove non sono attese deformazioni permanenti del suolo in fase co-sismica) caratterizzate dalla presenza nel sottosuolo di eterogeneità litostratigrafiche nella sola direzione verticale (1D) e responsabili di fenomeni di amplificazione dello scuotimento per effetto dell'intrappolamento di energia sismica nei terreni di copertura. In questo caso, la quantificazione avviene attraverso lo sviluppo e l'applicazione di metodi semplificati (abachi) che permettono di determinare l'effetto atteso sulla base di poche misure sperimentali condotte alla superficie del terreno. Il terzo Livello invece riguarda solo le aree dove sono attesi fenomeni di instabilità o laddove la presenza di marcate variazioni laterali delle caratteristiche sismiche o morfologiche non consente l'impiego efficace delle procedure di Livello II.

In questo contesto concettuale, le tecniche geofisiche per l'esplorazione del sottosuolo giocano un ruolo assai importante. Questo è legato ad un insieme di fattori:

1. queste tecniche hanno spesso un carattere non invasivo che ne permette l'ap-

plicazione anche in contesti urbani caratterizzati da forte vulnerabilità e dove il livello di occupazione del suolo va tenuto il più ridotto possibile
2. esse sono solitamente caratterizzate da costi di esercizio a parità di volume di sottosuolo esplorato molto vantaggiosi rispetto a tecniche più invasive (perforazioni)
3. soprattutto le tecniche di tipo sismico permettono una caratterizzazione del sottosuolo in termini più strettamente legati alla fenomenologia che si manifesta durante il terremoto.

A fronte di questi indiscutibili vantaggi, queste tecniche presentano anche importanti limitazioni che ne richiedono un'applicazione consapevole e cauta, soprattutto nella fase interpretativa. Si tratta in genere di metodi (soprattutto quelli sismici) che fanno riferimento a tecniche di misura sofisticate che necessitano una buona conoscenza dei meccanismi fisici di base, della strumentazione necessaria e delle modalità di applicazione di quest'ultima; inoltre richiedono una complessa fase di elaborazione (post-processing) e interpretazione fornendo risultati che vanno necessariamente interpretati con cautela ed alla luce di chiare ipotesi geologiche sulla natura dei corpi presenti. In questo contesto, la geofisica si presenta come uno strumento utile per la costruzione del modello geologico, ma anche come strumento indispensabile per la parametrizzazione di quest'ultimo modello in chiave sismica. Per una rassegna delle tecniche geofisiche di maggiore rilievo per la microzonazione sismica e delle rispettive modalità applicative si rimanda ai citati Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (GdL MS, 2008) e ai successivi aggiornamenti (GdL MS-AQ, 2010 e AA.VV., 2011).

Tecniche geofisiche nella microzonazione sismica di Livello I

Si è detto che lo scopo di un'analisi di primo Livello è quello di identificare e rappresentare le geometrie di microzone potenzialmente caratterizzate da specifici effetti sismici. Questa caratterizzazione va effettuata a una scala di dettaglio (almeno 1:5.000/1:10.000) e va corredata da sezioni geo-litologiche rappresentative della situazione lito-stratigrafica e strutturale presente. Di grande importanza risulta l'individuazione dei litotipi che possono costituire il substrato rigido (ovvero dei terreni caratterizzati da valori delle velocità di propagazione delle onde di taglio S significativamente maggiori di quelli relativi alle coperture localmente presenti e all'interno dei quali non sono ipotizzabili forti variazioni di rigidezza) accompagnata da una stima approssimativa della loro profondità rispetto al piano di campagna (del tipo: "qualche metro", "una decina di metri", "alcune decine di metri", "oltre i 100 metri") e, infine, una stima semi-qualitativa del contrasto di impedenza sismica atteso (del tipo: "alto" o "basso") al tetto di questa formazione.

Uno degli scopi della carta di Livello I sarà anche quello di fornire prime indicazioni su situazioni geologiche e morfologiche complesse per le quali è presumibile che l'approccio semplificato previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, 2008) non sia da ritenersi idoneo per una stima corretta della RSL. Un elenco di situazioni

geologiche e geomorfologiche di questo tipo potrebbe essere il seguente:

- *geometria articolata del substrato rigido sepolto alla scala di interesse (presenza di paleo-alvei, substrato rigido deformato da strutture tettoniche, andamento del substrato a Horst e Graben, ...);*
- *zona di raccordo tra rilievo e pianura (zona di unghia con substrato rigido sepolto in approfondimento sotto la pianura, in maniera continua o discontinua);*
- *geometria del substrato rigido che crea una valle stretta colmata di sedimenti soffici (C>0.25, C coefficiente di forma, C=h/l, dove h è lo spessore massimo della coltre alluvionale, l la sua semi-ampiezza);*
- *successione litostratigrafica che preveda terreni rigidi su terreni soffici (possibile profilo di Vs con inversioni di velocità);*
- *presenza di marcati contrasti di impedenza sismica;*
- *presenza di possibili cavità sepolte.*

Di particolare importanza nella Microzonazione di Livello I è un'efficace identificazione delle Zone Stabili Soggette ad Amplificazione (spesso caratterizzate da maggiore estensione areale rispetto a quelle caratterizzate da problematiche differenti). Per questo scopo è necessario quindi rispondere ad alcuni quesiti fondamentali:

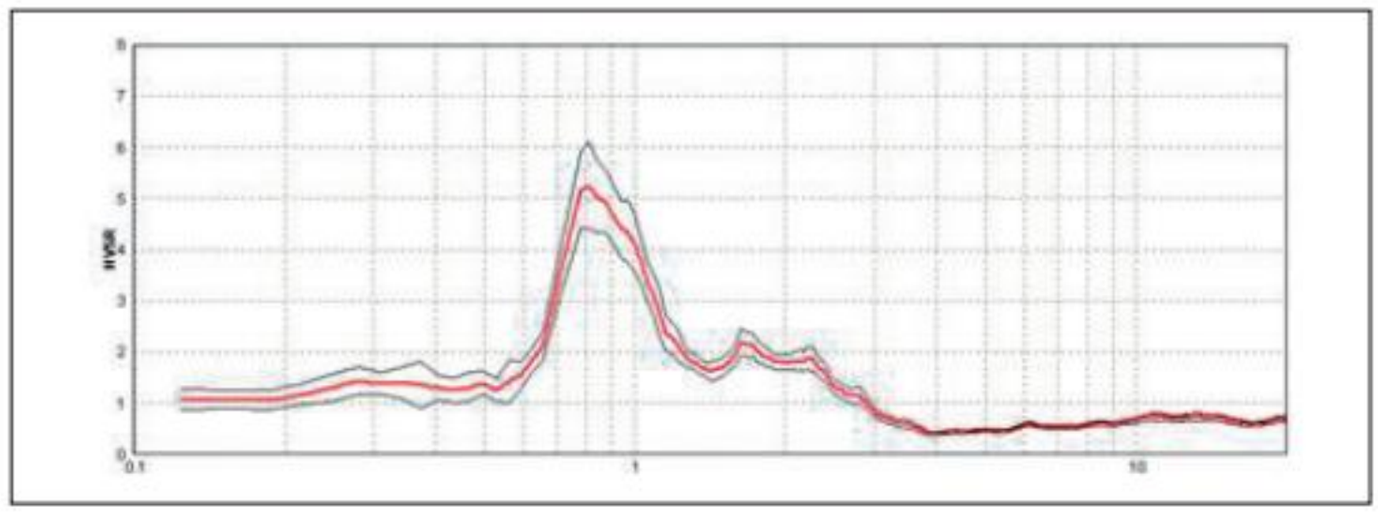
- *quali contatti geologici rappresentano significativi contrasti di impedenza sismica?*
- *anche nel caso di formazioni litoidi affioranti (terreni stabili) è possibile escludere la presenza di effetti di amplificazione stratigrafica indotti, per esempio, da zone di alterazione?*
- *quale è la morfologia sepolta di questi contatti?*

Come si vede, il raggiungimento di questi obiettivi richiede l'uso di tecniche di esplorazione del sottosuolo e di interpretazione di queste ultime caratterizzate da buona profondità di indagine (anche fino a qualche centinaio di metri) e buona robustezza (in rapporto alla vastità dell'area indagata) anche a fronte di bassi livelli di dettaglio nei risultati attesi.

L'esperienza maturata nel corso degli ultimi anni ha indicato nelle procedure di sismica passiva quelle che in questo contesto meglio garantiscono risultati affidabili e utili a fronte di costi sostenibili. In particolare, la tecnica basata sullo studio dei rapporti spettrali delle componenti medie del campo di vibrazioni ambientali (tecnica HVSR o "di Nakamura") si è rivelata di grande utilità nei diversi contesti in cui è stata applicata. Per una descrizione dettagliata del metodo e delle modalità di esecuzione della misura si rimanda ad Albarello e Castellaro (2011): se ne riportano qui solo alcune caratteristiche principali, utili nello specifico contesto applicativo della microzonazione sismica di Livello I.

In generale, si tratta di una tecnica a stazione singola (e quindi con livelli trascurabili di occupazione del suolo) che ha come obiettivo primario l'identificazione di fenomeni

Fig.1 Andamento con la frequenza (in ascissa) dei rapporti spettrali medi (in ordinata) fra le componenti orizzontali e verticali delle vibrazioni ambientali registrate da una stazione velocimetrica a tre componenti. In questa curva che si riferisce al sito di Casaglia (FE), il massimo è raggiunto in corrispondenza della frequenza f_0 pari a 0.8 Hz.



di risonanza indotti nelle coperture dalla presenza di contrasti di impedenza sismica nel sottosuolo. L'esperienza e considerazioni teoriche mostrano che l'andamento con la frequenza dei rapporti fra le ampiezze spettrali medie delle componenti orizzontali e verticali delle vibrazioni ambientali (curve HVSR ovvero "Horizontal to Vertical Spectral Ratios") mostrano dei massimi relativi in corrispondenza delle frequenze di vibrazione per le quali si verificano fenomeni di risonanza sismica (Fig. 1).

L'entità di questi massimi è proporzionale (anche se in maniera non-lineare) all'entità del contrasto di impedenza responsabile della risonanza. Inoltre, la frequenza di vibrazione cui questo massimo corrisponde è tanto maggiore quanto minore è la profondità dell'interfaccia responsabile dell'intrappolamento di energia. In particolare, è possibile stabilire una relazione approssimativa fra frequenza f_0 del massimo, la velocità media delle onde S nelle coperture al di sopra dell'interfaccia responsabile della risonanza ($<V_s>$) e la profondità H di quest'ultima nella forma $f_0 \approx <V_s>/4H$. Come si vede, la curva HVSR, se accompagnata da una lettura in chiave geologica, è in grado di fornire molte delle informazioni necessarie per la realizzazione di una carta di Livello I.

In particolare:

1. la presenza di un massimo pronunciato indica l'occorrenza di fenomeni di risonanza e, quindi, permette di identificare il punto di misura come appartenente a una zona stabile soggetta ad amplificazione;
2. la frequenza del massimo è un utile indizio per definire la potenziale importanza della risonanza a fini ingegneristici (es. se f_0 è nell'intervallo di interesse per la progettazione ovvero 0.8-5 Hz);
3. la frequenza del massimo fornisce anche un'utile indicazione riguardo alla possibile profondità del contrasto di impedenza; effettivamente una stima più precisa richiede una valutazione della velocità media delle onde di taglio: tuttavia, sulla base dell'esperienza accumulata è possibile dire che valori compresi tra 1 e 8 Hz corrispondono in generale a profondità dell'ordine delle decine di metri, valori di f_0>8 Hz indicano spessori dell'ordine di qualche metro e valori

di f_0<1 Hz corrispondono a profondità dell'ordine delle centinaia di metri;

4. L'entità del massimo è informativa della rilevanza del contrasto di impedenza responsabile della risonanza; anche in questo caso, una valutazione quantitativa richiede una modellazione avanzata del campo delle vibrazioni ambientali; tuttavia è possibile dire che contrasti importanti (contrasto "alto") corrispondono a valori del massimo superiori a tre, mentre valori compresi fra 1 e tre rappresentano contrasti significativi sul piano sismologico, ma meno importanti dal punto di vista degli effetti attesi (contrasto "basso").

Se accompagnate da un'interpretazione in chiave geologica, queste misure possono rivelarsi di grande utilità nella costruzione di una carta di Livello I. Per esempio, solo in presenza di una curva HVSR piatta è possibile definire un affioramento roccioso effettivamente rappresentativo di un'area stabile non affetta da amplificazioni sismiche indotte, per esempio, dalla presenza di una zona di alterazione.

Una caratteristica importante di questo approccio (che lo differenzia nettamente da altre tecniche di indagine attiva) è la mancanza di limiti significativi riguardo alla profondità di esplorazione. Inoltre, trattandosi di una tecnica basata sulla misura delle vibrazioni ambientali, è particolarmente efficace laddove queste vibrazioni sono maggiori, e in particolare in contesti antropizzati (zone urbane), laddove altre tecniche di esplorazione (es. sismica attiva con onde di volume) risultano difficilmente applicabili. Una descrizione dell'applicazione estensiva delle misure HVSR può essere trovata in Paolucci et al. (2015).

Tecniche geofisiche nella microzonazione sismica di Livello II

Obiettivo primario della microzonazione sismica di Livello II è la valutazione quantitativa degli effetti di amplificazione attesi nelle zone stabili soggette a questo fenomeno. Questa quantificazione riguarda in particolare due situazioni:

1. le zone caratterizzate da fenomeni di risonanza indotti da variazioni verticali di impedenza sismica (risonanza 1D o "amplificazione stratigrafica");
2. zone stabili caratterizzate da fenomeni di interferenza indotti dalla locale superficie morfologica in presenza, per esempio di creste o pendii acclivi, ecc. ("amplificazione morfologica").

Tutte le situazioni nelle quali sono ipotizzabili marcati effetti di risonanza legati a variazioni laterali di impedenza sismica o in presenza di instabilità (frane e liquefazione) o deformazioni permanenti (fagliazione superficiale) diventano di pertinenza della microzonazione di Livello III. Si vede, quindi, che la microzonazione del Livello II riguarda solo una porzione del territorio (anche se spesso maggioritaria).

La quantificazione attesa in questo livello ha la forma di uno o più Fattori di Amplificazione (o FA) che rappresentano l'entità complessiva dell'amplificazione attesa su un dominio di frequenze di possibile interesse. Gli FA possono essere definiti in modo differente in funzione delle specifiche proposte dalla diverse Regioni. Un esempio di

definizione è fornito negli Indirizzi e Criteri di Microzonazione Sismica (Gruppo di Lavoro MS, 2008), ma altre definizioni sono possibili. In tutti i casi, però, i valori di FA sono valutabili attraverso opportuni abachi che permettono di associare un valore di FA alle diverse situazioni presenti sul territorio di indagine. Queste situazioni sono definite a partire da indicazioni di tipo geologico (per esempio il tipo di formazione) e/o mediante valori sperimentali di grandezze di tipo geofisico misurabili con costi contenuti. Diverse Regioni si sono già dotate di questo tipo di abachi (Lombardia, Liguria, Emilia-Romagna, Lazio, Marche e Puglia) seguendo approcci diversi anche se affini. Ciascuno di questo abachi è caratterizzato da chiari limiti di applicabilità: tutte le situazioni che esulano da questi limiti vanno considerate con cautela e devono essere oggetto di studi di Livello III. Per esempio, una descrizione degli abachi adottati dalla Regione Toscana e dei relativi limiti di applicazione è fornita da Peruzzi et al. (2016).

In questo contesto, quindi, le tecniche geofisiche hanno lo scopo prioritario di consentire l'applicazione degli abachi fornendo misure di tipo geofisico utili allo scopo. Tipicamente questi valori sono: la frequenza di risonanza f_0, il valore della velocità media delle onde S fino a una profondità fissata (es. 30 m, ovvero il cosiddetto $<Vs_{30}>$) o a quella dell'interfaccia coperture/basamento sismico responsabile della risonanza ($<Vs_H>$), oppure il gradiente del profilo di velocità delle Onde S. Naturalmente, le tecniche sismiche in foro (down-hole o cross-hole per cui si rimanda a GdL-MS, 2008) sono di grande utilità, ma sono anche caratterizzate da costi significativi e quindi praticamente poco utilizzabili per un uso estensivo tipico di questo livello di microzonazione sismica.

La tecnica dei rapporti spettrali (HVSR) descritta sopra è quella di elezione per la misura del valore di f_0. Per una valutazione dei valori di velocità media ($<Vs_{30}>$ o $<Vs_H>$) e del gradiente di velocità diventano di maggiore importanza alcune tecniche sismiche, attive o passive, basate sul dispiegamento in superficie di antenne sismiche, o su una distribuzione in superficie di sensori velocimetrici (geofoni). Nel caso delle misure attive con onde di volume, i sensori (solitamente orizzontali e disposti in linea) registrano le velocità di propagazione apparenti delle onde S polarizzate orizzontalmente (SH) e generate da sorgenti artificiali note disposte lungo l'antenna (configurazione tomografica). Nel caso delle misure attive in onde superficiali (metodo MASW o Multi-channel Analysis of Surface Waves) i sensori (generalmente verticali disposti in linea) misurano le velocità di propagazione delle onde superficiali (generalmente fasi Rayleigh) generate da sorgenti artificiali note poste agli estremi dell'antenna. Nel caso delle misure passive, i sensori (solitamente verticali) registrano le velocità di fase delle onde superficiali (fasi Rayleigh) presenti nel campo d'onde delle vibrazioni ambientali generate da sorgenti ignote e distribuite casualmente sulla superficie della Terra (Metodi ESAC o f-k). Al netto delle diverse procedure sperimentali utilizzate (per i dettagli si rimanda a GdL-MS, 2008; GdL-MS-AQ, 2010; AA.VV., 2011), le differenze principali fra le procedure elencate sopra sono legate alle diverse profondità di esplorazione ottenibili a parità di occupazione del terreno, alla diversa sensibilità alle condizioni ambientali

e alla robustezza dei modelli interpretativi.

Per esempio, le tecniche in onde di volume permettono una buona caratterizzazione geometrica delle superfici di contatto fra mezzi caratterizzati da valori di impedenza sismica differenti e una stima dei valori di Vs nei diversi corpi. Tutto questo, però, avviene al prezzo di profondità di esplorazione ridotte (dell'ordine di un ottavo delle dimensioni orizzontali dell'antenna) e di una forte sensibilità alle condizioni ambientali. In particolare, vista la piccola ampiezza dello scuotimento prodotto con le sorgenti più comuni, la tecnica diventa difficilmente utilizzabile in ambiente urbano per la presenza di numerosi fonti di disturbo (traffico veicolare, ecc.).

Le tecniche in onde superficiali del tipo MASW (attiva) o ESAC (passiva) hanno il vantaggio di operare su scuotimenti del terreno più intensi (a causa della minore attenuazione delle onde superficiali generate dalla sorgente artificiale) e quindi meglio utilizzabili in contesti antropizzati; in particolare, le tecniche passive permettono una più efficace penetrazione che consente di raggiungere profondità di esplorazione dell'ordine delle dimensioni dell'antenna sismica. Tuttavia queste misure forniscono indicazioni solo indirette sui valori di Vs. In particolare, mediante misure di questo tipo è possibile valutare le velocità $V_R(f)$ di propagazione delle onde superficiali alle diverse frequenze f (curve di dispersione delle onde superficiali) che sono legate in maniera piuttosto complessa alla distribuzione in profondità dei valori di Vs. In particolare, si vede che i valori di $V_R(f)$ sono legati (in modo complicato) ai valori di Vs a profondità che decrescono al crescere della frequenza. I valori di V_R relativi alle frequenze più elevate (>10 Hz) forniscono informazioni sui valori di Vs negli strati più superficiali (metri) mentre quelli relativi a frequenze più basse (<10 Hz) forniscono informazioni sugli strati più profondi. In linea di massima, la profondità di esplorazione H è circa proporzionale alla lunghezza d'onda λ della fase esaminata ($H \approx 0.8 * \lambda$). Dato che $\lambda = V_R(f)/f$, si ha che $H \approx 0.8 * V_R(f)/f$. In questo senso, la possibilità di utilizzare una sorgente artificiale per l'esplorazione profonda (per esempio determinare i valori di $<Vs_H>$ con H dell'ordine di decine o centinaia di metri) dipende dalla capacità di generare onde superficiali di lunga lunghezza d'onda e, quindi, basse frequenze. In realtà generare onde superficiali al di sotto dei 10 Hz è piuttosto difficile con sorgenti di piccole dimensioni ed energia (p.es. un martello sismico). Onde di questo genere sono in realtà ben presenti nel campo di vibrazioni ambientali: quindi le tecniche passive basate sulle onde superficiali diventano utili quando sono necessarie profondità di esplorazione relativamente elevate. Per una descrizione dettagliata di queste tecniche, delle modalità di esecuzione delle misure relative e dei problemi associati si rimanda a Foti et al. (2011) e ad Albarello et al. (2015) per le specifiche applicazioni nel contesto della Microzonazione Sismica.

Una delle maggiori difficoltà di questo tipo di tecnica è il necessario ricorso a procedure di inversione numerica per dedurre il profilo di Vs(h) in funzione della profondità h, dalla curva di dispersione $V_R(f)$ determinata sperimentalmente. Innanzitutto le tecniche di inversione disponibili sono tutte basate sull'ipotesi che esistano solo variazioni verticali dei valori di Vs e che queste variazioni separino strati omogenei al

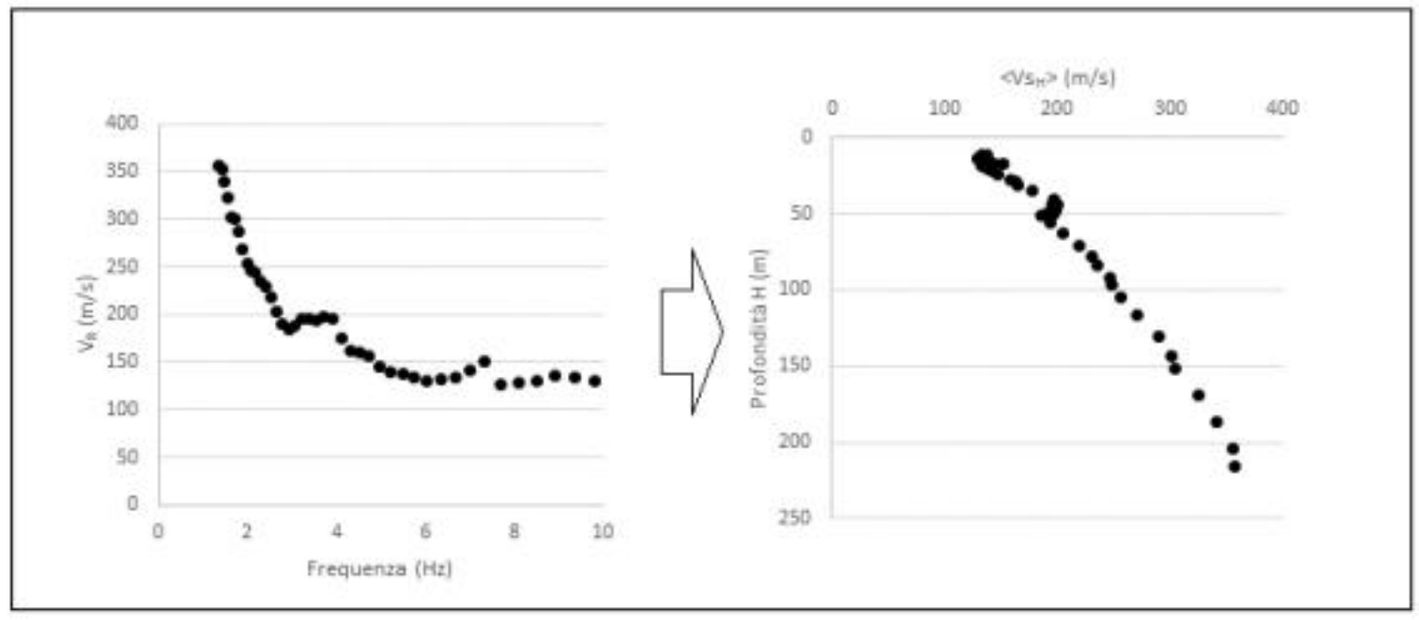
loro interno. Anche con queste limitazioni, il legame fra Vs(h) e $V_R(f)$ è caratterizzato da una marcata non-linearità che rende fortemente equivoci i risultati delle inversioni: alla stessa curva $V_R(f)$ possono corrispondere infatti potenziali profili Vs(h) anche molto differenti fra loro. In pratica, è necessario vincolare fortemente la procedura di inversione (per esempio a partire da informazioni di tipo geologico-stratigrafico) per ottenere soluzioni realistiche e affidabili.

Tuttavia va anche osservato che obiettivo di queste misure nel contesto della microzonazione di Livello II è quello di fornire solo parametri sintetici medi ($<Vs_{30}>$, $<Vs_H>$) che non richiedono necessariamente la determinazione di dettaglio dell'intero profilo Vs(h). In questo contesto è anche possibile adottare procedure interpretative grossolane (ovvero meno precise), ma robuste (ovvero meno sensibili alle incertezze ed alle instabilità legate a metodi numerici sofisticati) che non richiedono l'applicazione di strategie numeriche avanzate. Queste procedure, se non permettono di definire con precisione la struttura del sottosuolo, sono comunque in grado di fornire indicazioni importanti e utili anche per ottenere una prima idea circa la struttura del sottosuolo indagato e 'controllare' le possibili ambiguità associate ai risultati di procedure di inversione più avanzate.

Una procedura di questo tipo è descritta da Albarello e Gargani (2010) e Albarello et al. (2011). L'idea di base è che la velocità media delle onde S fino ad una profondità H ($<Vs_H>$) sia pari circa a $<Vs_H>\approx 1.1*< V_R(f_H)>$, dove f_H soddisfa la relazione $f_H\approx 0.8*V_R(f_H)/H$). In pratica (Fig. 2) ad ogni valore della curva $V_R(f)$ viene associato un valore di profondità H dato dalla relazione $H=0.8*\ V_R(f)/f$. Il grafico delle coppie $[1.1*V_R(f), H]$ ottenute in questo modo viene considerato rappresentativo dell'andamento delle velocità medie $<Vs_H>$ corrispondenti ai diversi spessori H. Si vede che, tipicamente, il valore di Vs_{30} corrisponde al valore di $V_R(f)$ associato alla lunghezza d'onda di 40 m ($\lambda\approx H/0.8=30/0.8\approx 40$), ovvero al valore di V_R che soddisfa la relazione $V_R(f)=40*f$. Questo è equivalente alla ricerca del valore della curva di dispersione $V_R(f)$ che interseca una retta di equazione $y=40*f$ (Fig. 3). Dalle prove numeriche effettuate, si vede che l'affidabilità di questo metodo è superiore all'80% ed è quindi in linea con le esigenze della microzonazione sismica di Livello II (e confrontabile con quella ottenibile con prove dirette ed assai più costose di tipo Down-Hole).

Per la determinazione del valore di $<Vs_H>$ quando H non è noto a priori (per esempio da dati stratigrafici) è invece necessario ricorrere alla stima della frequenza di risonanza f_0. Quest'ultimo valore, infatti, è informativo proprio della profondità H della superficie responsabile della risonanza osservata secondo la relazione approssimata $f_0\approx<Vs_H>/4H$. Utilizzando le relazioni precedenti, dopo qualche passaggio algebrico, si vede che $f_H\approx 3*f_0$. In pratica, si ha che $<VsH>\approx 1.1*V_R(3*f_0)$. Nel caso del sito di Casaglia (FE), per esempio, il valore di f_0 è pari a 0.8 Hz (Fig.1). Si ha allora che $f_H\approx 2.4$ Hz che in Figura 3 corrisponde ad un valore di V_R pari a 230 m/s. Si ottiene una stima di <VsH> pari a 1.1*230 ovvero di circa 250 m/s.

Fig. 2 - Procedura speditiva per ricavare dalla curva di dispersione $V_R(f)$ delle onde di Rayleigh (a sinistra) una stima della curva $<Vs_H>$ (a destra) dove H è la profondità indicata in ordinata. Ad ogni punto della curva a destra corrisponde uno ed un solo punto della curva a sinistra. In particolare, il valore $<Vs_H>=1.1\ V_R(f_H)$ dove $f_H = 0.8*V_R(f_H)/H$. Le curve si riferiscono al sito di Casaglia in Pianura Padana.



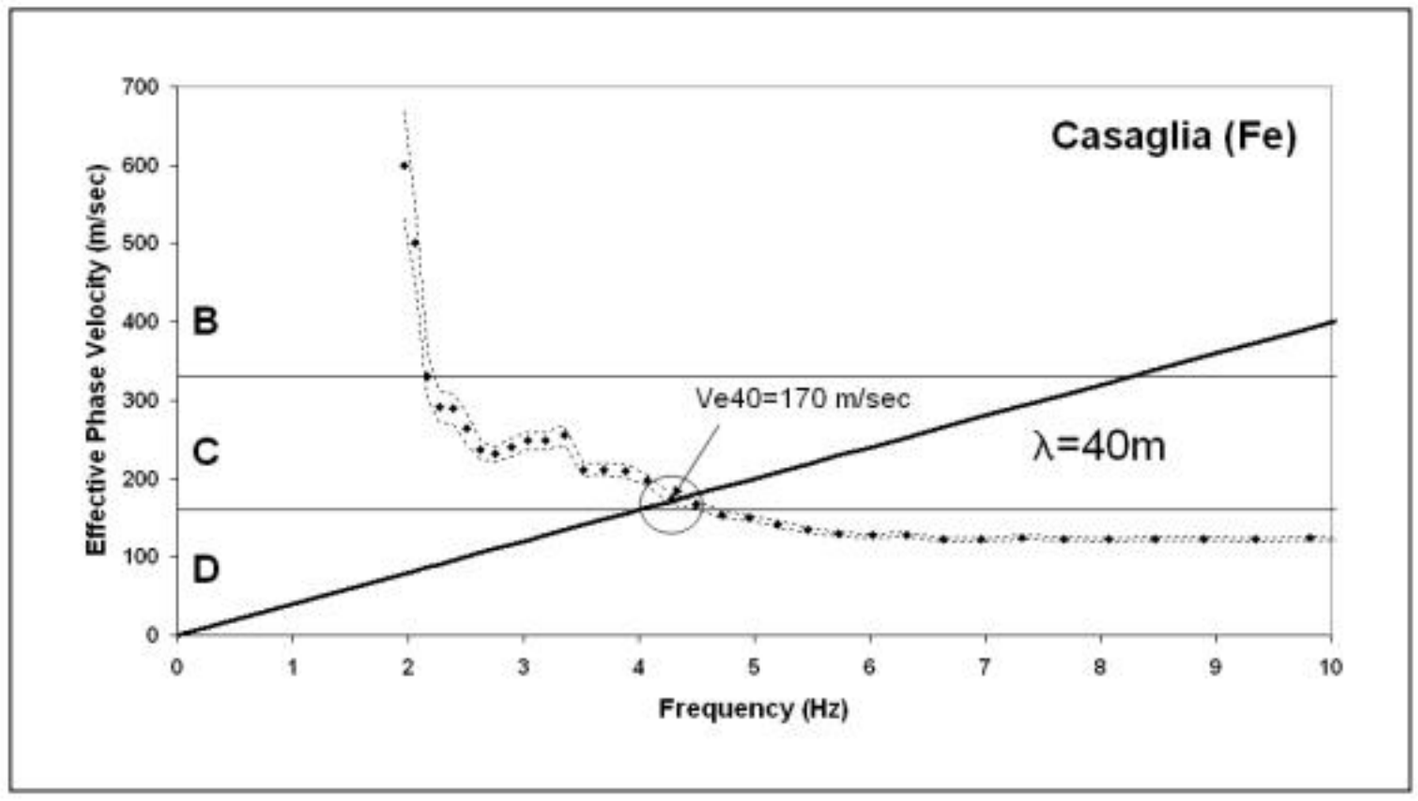
Si tenga presente che tutte le relazioni utilizzate nella procedura sopra descritta vanno sempre intese come approssimative e hanno significato solo nell'ambito di una microzonazione di Livello II finalizzata a determinazioni di tipo estensivo e semplificata (ovvero tramite abachi) dei valori di FA relativi alle sole zone stabili suscettibili di amplificazione stratigrafica 1D.

Tecniche geofisiche nella microzonazione sismica di Livello III

La microzonazione sismica di Livello III è essenzialmente finalizzata alla quantificazione di tutti gli effetti co-sismici diversi dall'amplificazione litostratigrafica 1D dedotta con metodi semplificati (abachi) che è l'oggetto della microzonazione di Livello II. Dovrebbe quindi riguardare solo una parte del territorio indagato, ovvero laddove esistono fenomeni di instabilità (frane e liquefazione) o deformazione permanente del terreno (fagliazioni superficiali, cedimenti differenziali) e laddove la stima dell'amplificazione litostratigrafica non può essere affrontata con gli abachi, perché è relativa a situazioni non previste dagli abachi, o per la presenza di effetti 2D o 3D legati a marcate variazioni laterali nei valori di impedenza sismica nel sottosuolo (valli sepolte, faglie, ecc.). In questo contesto le tecniche di esplorazione geofisica hanno due obiettivi principali. Il primo è essenzialmente quello di fornire indicazioni relative alle geometrie sepolte (es., superfici di scorrimento delle frane): si tratta, in molti casi, di indagini tipiche della Geofisica Applicata a bassa profondità che possono essere affrontate con metodi classici (geoelettrica, sismica a rifrazione in P o SH, ecc.) noti alla maggioranza dei professionisti.

Il secondo obiettivo è, invece, quello di determinare le proprietà meccaniche dei terreni che dovranno essere utilizzate per le modellazioni numeriche necessarie in questo contesto. Si tratta in questo caso soprattutto di caratterizzare il comportamento dinamico dei terreni in bassa deformazione (per la parte in alta deformazione è ne-

Fig. 3 - Procedura speditiva per stimare il valore di VS30 dalla di dispersione VR(f) nel caso di un sito posto in pianura padana (da Albarello e Gargani, 2010). La curva di dispersione è indicata dai punti neri (le linee tratteggiate indicano le incertezze sperimentali relative a questi valori) mentre la linea continua corrisponde alla retta di equazione y=f/40. In questo caso, la stima di Vs_{30} è data dal valore cerchiato ed indicato dalla sigla Ve40.



cessario il ricorso ad analisi di laboratorio) ovvero fornire determinazioni di dettaglio del profilo di Vs nelle zone indagate che non sono raggiungibili con le interpretazioni semplificate proposte per i Livelli I e II. Diventa quindi necessario ricorrere a stime dirette mediante indagini in foro (con misure del tipo Down-Hole o Cross-Hole) o, laddove i costi non lo permettessero a causa delle necessarie profondità di indagine, mediante procedure di inversione numerica avanzate applicate a misure di superficie. Tipicamente queste inversioni utilizzano congiuntamente le informazioni disponibili (curve HVSR, curve di Dispersione, ecc.) con la pesante limitazione indotta dall'uso di modelli semplificati (tipicamente 1D). Inoltre, a causa della marcata non linearità delle procedure di inversione, risulta necessario ricorrere a procedure vincolate (da dati geologici) basate su algoritmi specificamente sviluppati (Algoritmi Genetici, Nearest-Neighbor, ecc.). Non è questa la sede per descrivere queste procedure (si rimanda in merito al citato lavoro di Foti et al., 2011), ma vale la pena comunque di sottolineare che tutte le procedure in campo devono avere essenzialmente lo scopo di identificare un insieme di modelli di sottosuolo possibili (ovvero compatibili con le osservazioni) fra i quali il geologo dovrà selezionare quelli che meglio si accordano con il modello complessivo: bisogna diffidare di procedure che portano a un unico modello sismi-stratigrafico sottovalutando largamente le incertezze associate alla soluzione fornita.

Bibliografia

Albarello D., Gargani F., 2010. *Providing NEHRP soil classification from the direct interpretation of effective Rayleigh waves dispersion curves.* Bull.Seism.Soc.Am., 100, 6, pp. 3284–3294, doi: 10.1785/0120100052

Albarello D., Castellaro S. (2011). *Tecniche sismiche passive.* Ingegneria Sismica, Anno

XXVII, 2 (Suppl.), 32-63 (http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB28083)

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D., Puzzilli L.M., 2011. *The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the 26th April 2009 l'Aquila (Italy) earthquake,* Boll.Geofis.Teor.Appl., 52, 3, 513-538, DOI 10.4430/bgta0013

Albarello D., Socco V.L., Picozzi M., Foti S. (2015). *Seismic Hazard and land management policies in Italy: the role of seismic investigations.* First Break, 33, 87-93

Autori Vari, (2011). *Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica".* Ingegneria Sismica, XXVIII, 2, Patron Ed., Bologna, 68 pp. (http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB28083)

Foti S., Parolai S., Albarello D., Picozzi M. (2011), *Application of Surface wave methods for seismic site characterization.* Surv. Geophys., 32, 6, 777-825, DOI 10.1007/s10712-011-9134-2

Gruppo di lavoro MS, 2008. *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica.* Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e Dvd. (http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137)

Gruppo di Lavoro MS–AQ (2010) *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana.* Regione Abruzzo – Dipartimento della Protezione Civile, L'Aquila, 3 vol. e Cd-rom. (http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB25330)

Paolucci E., Albarello D., D'Amico S., Lunedei E., Martelli L., Mucciarelli M., Pileggi D. (2015) - *A large scale ambient vibration survey in the area damaged by May-June 2012 seismic sequence in Emilia Romagna, Italy.* Bull. Earthq. Eng., 13(11): 3187-3206, DOI: 10.1007/s10518-015-9767-5

Peruzzi G., Albarello D., Baglione M., D'Intinosante V., Fabbroni P., Pileggi D. (2016). *Assessing 1D seismic response in microzoning studies studies in Italy,* Bull.Earthq. Eng., 14:373–389, DOI 10.1007/s10518-015-9841-z

[2.1]
LA MICROZONAZIONE SISMICA NELLA PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

Antonio Colombi [(1)] ***e Luca Martelli*** [(2)]

[(1)] Regione Lazio, Agenzia Regionale Protezione Civile

[(2)] Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli

acolombi@regione.lazio.it / luca.martelli@regione.emilia-romagna.it

Introduzione

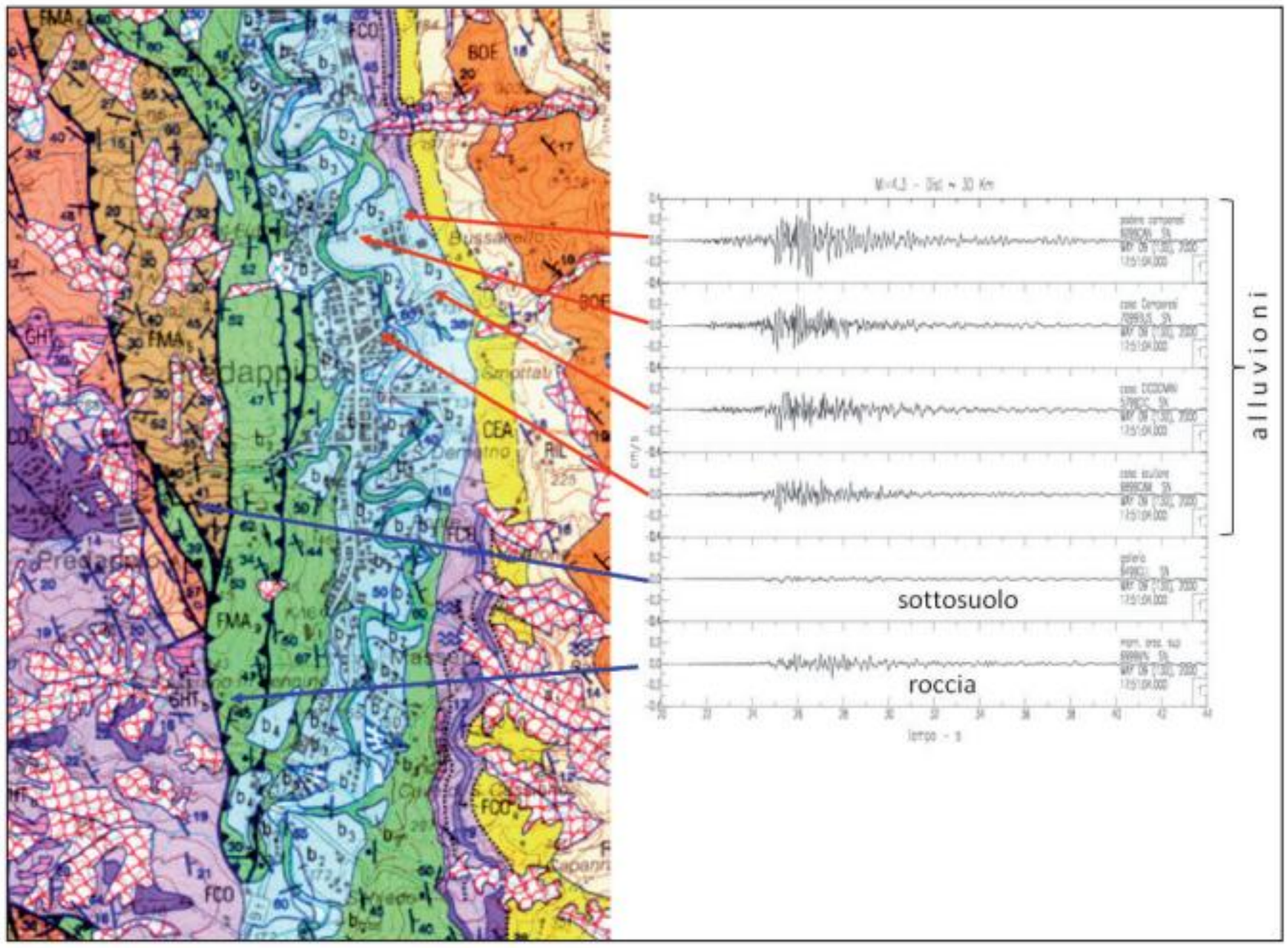
In varie occasioni è stato osservato che la variabilità spaziale dei danni da terremoto dipende fortemente dal differente comportamento dei siti per effetto delle diverse condizioni geologiche e morfologiche.

Il problema era già stato ravvisato in tempi lontani: Leopoldo Pilla, descrivendo gli effetti e i danni osservati del terremoto di Orciano Pisano del 1846 e confrontandoli con quelli osservati a seguito dei terremoti del 1835 e 1836 nella Calabria settentrionale, affermava che «*la potenza de' tremuoti opera secondo ragioni molteplici, e sono le seguenti: 1.° Forma degli edifizi. 2.° Solidità de' medesimi. 3.° Forma del suolo. 4.° Natura geologica del medesimo*». E per la ricostruzione post terremoto di Messina del 1908 era espressamente fatto divieto di costruire «*su terreni posti sopra e presso fratture, franosi o atti comunque a scoscendere, od a comunicare ai fabbricati vibrazioni e sollecitazioni tumultuarie per differente costituzione geologica o diversa resistenza delle singole parti di essi*».

I risentimenti alla superficie di un terremoto dipendono quindi anche dalle caratteristiche litostratigrafiche e topografiche locali. Alcuni terreni, come ad esempio quelli costituiti da depositi recenti poco consolidati, e particolari forme del territorio, quali creste, cocuzzoli, versanti acclivi e dorsali, possono modificare l'ampiezza, la frequenza e la durata del moto sismico in superficie (Fig. 1).

Gli effetti che ne risultano possono essere temporanei, ovvero cessano quando termina il terremoto, come l'amplificazione, oppure, in caso di forti terremoti (generalmente quelli con magnitudo maggiore di 5), possono consistere in modifiche permanenti del paesaggio, quali cedimenti, spostamenti e fratture del terreno prodotti da fenomeni di instabilità sismoindotti (frane, liquefazioni, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, Fig. 2). Questi effetti sono spesso indicati come "effetti locali".

Fig. 1 - Esempio di registrazioni che evidenziano diverse risposte sismiche in condizioni geologiche differenti dello stesso evento sismico: componenti NS del terremoto M=4.3 avvenuto il 9/5/2000 nel Faentino registrate da stazioni (distanti circa 30 km) ubicate nell'Appennino romagnolo, valle del Rabbi, in diversi contesti geologici (da Tento et al., 2002); le frecce rosse indicano i siti delle stazioni ubicate su depositi alluvionali, le frecce blu indicano i siti delle stazioni ubicate su substrato geologico (una in galleria); si noti l'amplificazione del segnale sismico delle registrazioni su depositi alluvionali.



Conoscere dove le condizioni geologiche e geomorfologiche possono amplificare il moto sismico e dare origine a effetti di instabilità è quindi fondamentale per la prevenzione e riduzione del rischio sismico.

La microzonazione sismica (MS), ovvero la suddivisione dettagliata del territorio in base al comportamento dei terreni durante un terremoto e ai possibili effetti di instabilità indotti, o riattivati, dal terremoto stesso, consente di indirizzare gli interventi urbanistici verso le aree a minore pericolosità e/o attuare una progettazione più efficace in termini di riduzione della vulnerabilità delle costruzioni.

La MS è quindi uno strumento molto importante ed efficace per la prevenzione e riduzione del rischio sismico, in particolare se applicata fino dalle prime fasi della programmazione territoriale (Fig. 3).

Le indagini, le analisi e i risultati della MS forniscono anche un prezioso riferimento per la progettazione, in quanto forniscono una caratterizzazione, generalmente piuttosto approfondita, dell'area in cui il sito è inserito, le informazioni di base per il modello geologico e indicazioni sulle indagini da effettuare e su eventuali specifici approfondimenti. La disponibilità di studi di MS non deve e non può esentare comunque

Fig. 2 - Esempi di effetti permanenti prodotti da instabilità sismoindotte; a) frana nei pressi di Pescara del Tronto, 24/8/2016 MW=6.0; b) liquefazione a San Carlo (FE), 20/5/2012 MW=6.1 (foto UniFI-DICeA); c) crollo di massi a Rocca di Cambio, 6/4/2009 MW=6.3 (foto DPC); d) riattivazione della faglia del M. Vettore, 30/10/2016 MW=6.5 (foto CNR-IGAG).

i progettisti dall'effettuare le indagini e le analisi specifiche richieste dalle norme tecniche per le costruzioni (NTC 2008).

Secondo gli indirizzi nazionali ICMS08 (Gruppo di lavoro MS, 2008) e varie linee guida regionali (es: Regione Lombardia, 2005, 2011; Regione Emilia-Romagna, 2007, 2015; Regione Lazio, 2010, 2011, 2012; Regione Umbria, 2010; Regione Liguria, 2010, 2011; Regione Toscana, 2011, 2015) gli studi di MS prevedono tre livelli di approfondimento, in funzione delle finalità delle condizioni di pericolosità locale e delle risorse.

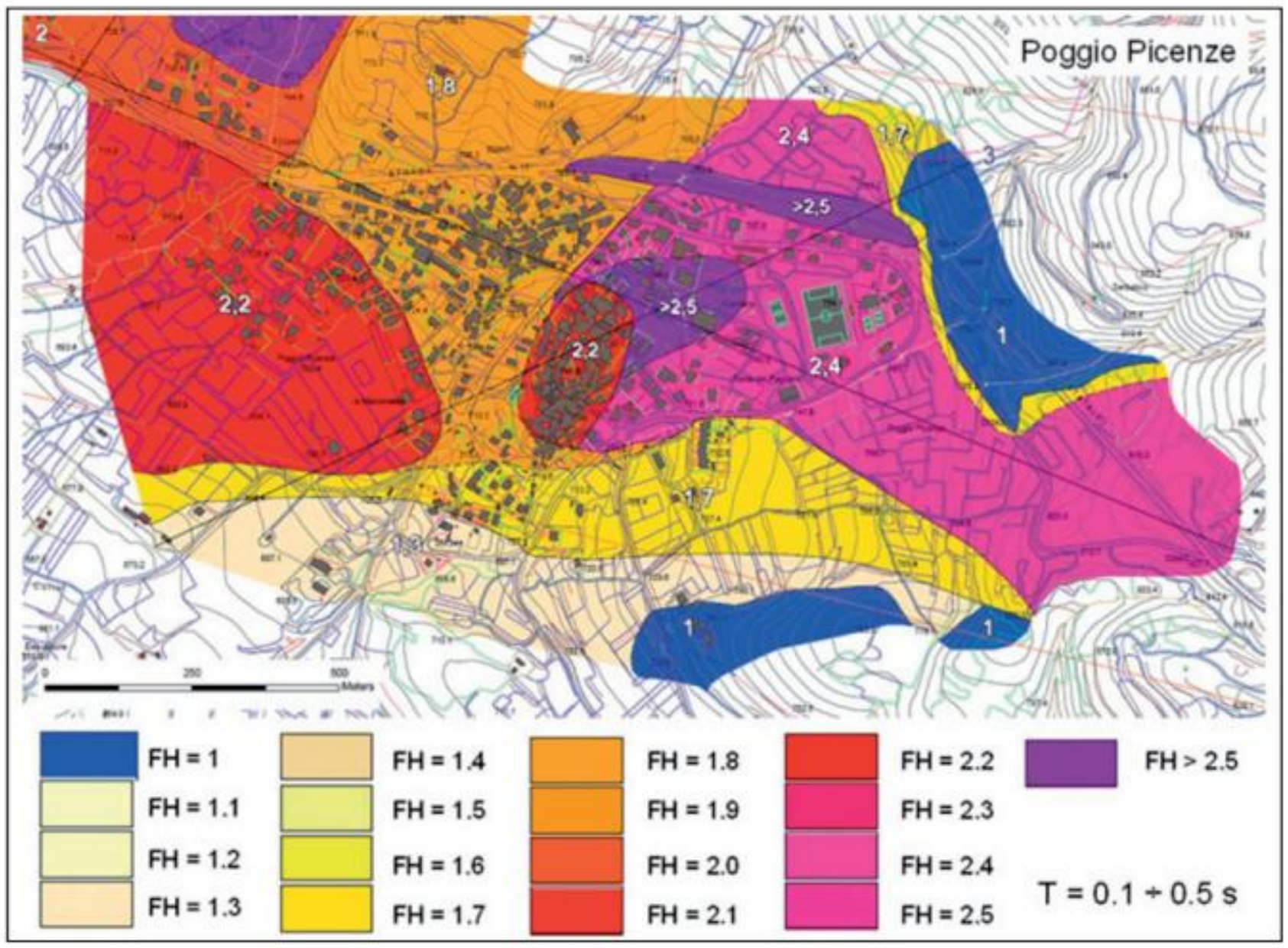
I livelli di approfondimento

I diversi livelli di approfondimento corrispondono a diverse fasi di studio (Fig. 4).

Il primo livello di approfondimento consiste per lo più nell'analisi di dati geologici utili per l'individuazione delle aree potenzialmente soggette a effetti locali (amplificazione e potenziali instabilità). Esso costituisce quindi una prima fase preliminare e propedeutica alla MS vera e propria.

La fase successiva, corrispondente ai livelli di approfondimento secondo e terzo, realizza la MS del territorio indagato. Consiste nell'acquisizione, analisi ed elaborazione di specifici dati geotecnici e geofisici per la quantificazione della risposta sismica locale e la perimetrazione di zone a comportamento omogeneo. In particolare il secondo livello consiste nella stima dell'amplificazione tramite procedure semplificate mentre il terzo livello consiste nella stima dell'amplificazione tramite procedure più approfondite

Fig. 3 - Esempio di carta di microzonazione sismica (da Lanzo et al., 2011; v. anche Gruppo di MS-AQ, 2010, macro-area 4); i colori rappresentano aree con valori di amplificazione omogene; fattori di amplificazione espressi in termini di Intensità di Housner per l'intervallo di periodi T compresi tra 0,1s e 0,5s.



e, nelle aree potenzialmente instabili, anche nel calcolo di indici di pericolosità delle instabilità attese (liquefazione, frane, fogliazione superficiale, ...) e conseguenti stime di cedimenti e spostamenti.

Oltre agli elaborati cartografici deve essere redatta anche una relazione illustrativa in cui devono essere descritti le indagini, i dati, le analisi, i risultati e gli elaborati per ciascun livello di approfondimento.

I dati e gli elementi rappresentati negli elaborati cartografici devono essere archiviati in una banca dati GIS. Attualmente un valido riferimento per l'archiviazione e rappresentazione dei dati per la MS è costituito dal documento "Microzonazione sismica. Standard di rappresentazione e archiviazione informatica. Versione 4.0b" a cura della Commissione tecnica per la microzonazione sismica del DPC (CT, 2015).

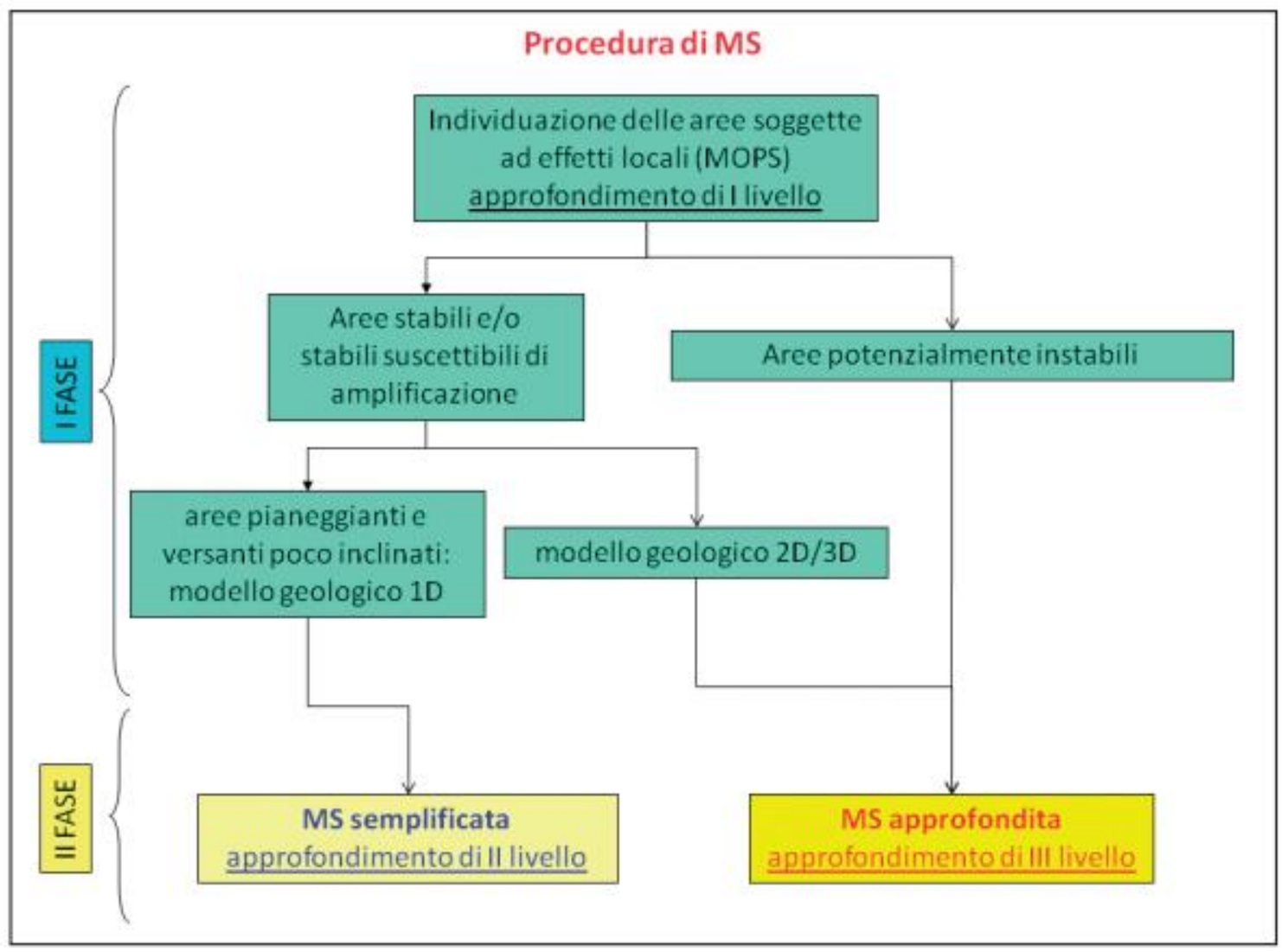
Di seguito sono descritte le principali caratteristiche dei tre livelli di approfondimento.

Primo livello di approfondimento

Il primo livello di approfondimento ha le seguenti finalità:

- individuare e perimetrare le aree suscettibili di effetti locali in cui effettuare le successive indagini di MS (microzone omogenee in prospettiva sismica) o MOPS;
- descrivere le caratteristiche delle unità geologiche del sottosuolo, in termini di litologia, stratigrafia, tettonica e geometria per definire tutti i modelli geologici di base

Fig. 4 - Schema di procedura di uno studio di microzonazione sismica.



per la MS presenti nell'area ;
- definire il tipo di effetti attesi;
- indicare, per ogni area, il livello di approfondimento necessario.

Elaborati da produrre

Generalmente gli elaborati di primo livello richiesti sono i seguenti:

1. Carta delle indagini; in questa cartografia, a scala almeno 1:10.000 (preferibilmente di maggiore dettaglio), devono essere chiaramente rappresentate le prove pregresse e quelle di nuova esecuzione (anche quelle eseguite per i successivi livelli di approfondimento);
2. Carta geologico-tecnica: in questa cartografia, derivata dalla revisione a scala dettagliata (almeno 1:10.000) dei rilievi geologici e morfologici disponibili, devono essere rappresentati gli elementi geologici e morfologici locali d'interesse per l'analisi della pericolosità sismica, in particolare quelli che possono modificare il moto sismico in superficie. Dovranno essere chiaramente perimetrate le coperture detritiche e le aree potenzialmente instabili; questa cartografia deve essere corredata da un numero adeguato di sezioni litostratigrafiche significative, orientate sia trasversalmente sia longitudinalmente ai principali elementi geologici (strutture tettoniche, forme del paesaggio e morfologie sepolte, assi dei bacini, ...).
3. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica: è il documento fondamentale di questo livello di approfondimento. In questa cartografia devono essere chiaramente indicate, a scala dettagliata (almeno 1:10.000), le aree in cui

si ritiene necessario effettuare indagini e analisi di microzonazione sismica e i livelli di approfondimento ritenuti necessari.
Le diverse aree suscettibili di effetti locali devono essere caratterizzate in base alla successione litostratigrafica; all'interno di ogni area la successione litostratigrafica deve risultare il più possibile omogenea in prospettiva dell'analisi della risposta sismica locale.

Le aree saranno classificate in tre categorie:

a) *zone stabili*, nelle quali non si ipotizzano effetti locali di alcuna natura (litotipi assimilabili al substrato rigido in affioramento con morfologia pianeggiante o poco acclive). In queste zone non sono richieste ulteriori indagini;

b) *zone stabili suscettibili di amplificazioni locali*, nelle quali sono attese amplificazioni del moto sismico, come effetto dell'assetto litostratigrafico e morfologico locale. Nelle zone con variazioni stratigrafiche laterali poco significative (zone di pianura, valli ampie) sono ritenuti sufficienti approfondimenti di secondo livello; nelle zone in cui la profondità del substrato rigido varia rapidamente, come nelle valli strette e nelle conche intramontane profondamente incise, nelle quali il modello geologico non è assimilabile ad un modello fisico monodimensionale, l'analisi monodimensionale, e quindi anche l'utilizzo di abachi, può portare a sottostima della risposta sismica in superficie; in tali condizioni sono raccomandate analisi bidimensionali;

c) *zone suscettibili di instabilità*, nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti, oltre i fenomeni di amplificazione, sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio quali:
- instabilità di versante in presenza di pendii instabili e potenzialmente instabili (zone di attenzione per frana: ZA_{FR});
- liquefazioni in presenza di importanti spessori di terreni granulari saturi nei primi 20 m da piano campagna (zone di attenzione per liquefazione: ZA_{LQ});
- cedimenti differenziali in aree che presentano terreni con significative variazioni laterali delle caratteristiche meccaniche (zone di contatto tra litotipi significativamente diversi, zone di faglia, zone a pronunciata diversità del grado di deformabilità, ...) o in presenza di cavità sotterranee (zone di attenzione per cedimenti differenziali: ZA_{CD});
- faglie attive e capaci (zone di attenzione per faglie attive e capaci: ZA_{FAC});
- sovrapposizione di diverse tipologie di instabilità (zone di attenzione per sovrapposizione di instabilità differenti: ZA_{ID});
- densificazioni in presenza di spessori significativi, prossimi alla superficie, di terreni granulari non saturi poco addensati e/o terreni coesivi per niente

o poco consolidati.
In queste zone sono richiesti specifici approfondimenti di terzo livello.

4. Altra cartografia spesso richiesta è la Carta delle frequenze naturali dei terreni, a scala almeno 1:10.000 (preferibilmente di maggiore dettaglio), derivata da indagini speditive di sismica passiva (HVSR sulle vibrazioni ambientali) o, se disponibili, da registrazioni di terremoti. In questa carta sono generalmente riportati i punti di misura con associato il risultato della prova (valore del picco più significativo nell'intervallo 0.2÷20 Hz e di altri picchi significativi o indicazione dell'assenza di picchi). Ove possibile, il territorio indagato può essere suddiviso in base a classi di frequenza allo scopo di distinguere aree caratterizzate da assenza di fenomeni di risonanza significativi (nessun massimo relativo significativo nelle funzioni HVSR o SSR nell'intervallo 0.2÷20 Hz) o da presenza di potenziali fenomeni di risonanza. Possono essere distinte anche le zone caratterizzate da contrasti di impedenza elevati (ampiezza picco HVSR ≥ 3), moderati (ampiezza picco 2 ≤ HVSR < 3), bassi (ampiezza picco 1,5 ≤ HVSR <2) e assenza di significativi contrasti (ampiezza picco HVSR < 1,5).
Tale cartografia è di particolare utilità al fine di evitare il fenomeno della doppia risonanza nell'interazione suolo-strutture; perciò particolare attenzione deve essere posta nelle aree con frequenze naturali paragonabili a quelle delle strutture esistenti o in progetto.

Poiché una delle finalità fondamentali di questo livello di approfondimento è la definizione del modello geologico del sottosuolo che costituirà la base per la microzonazione sismica, nella relazione illustrativa dovrà essere accuratamente descritta la litostratigrafia e fornita una stima indicativa, su basi geologiche, della profondità dell'orizzonte ipotizzato essere il substrato rigido. L'individuazione e definizione del substrato rigido è uno degli obiettivi degli approfondimenti successivi.

In figura 5 è mostrato un esempio di carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS), elaborato cartografico principale del primo livello di approfondimento.

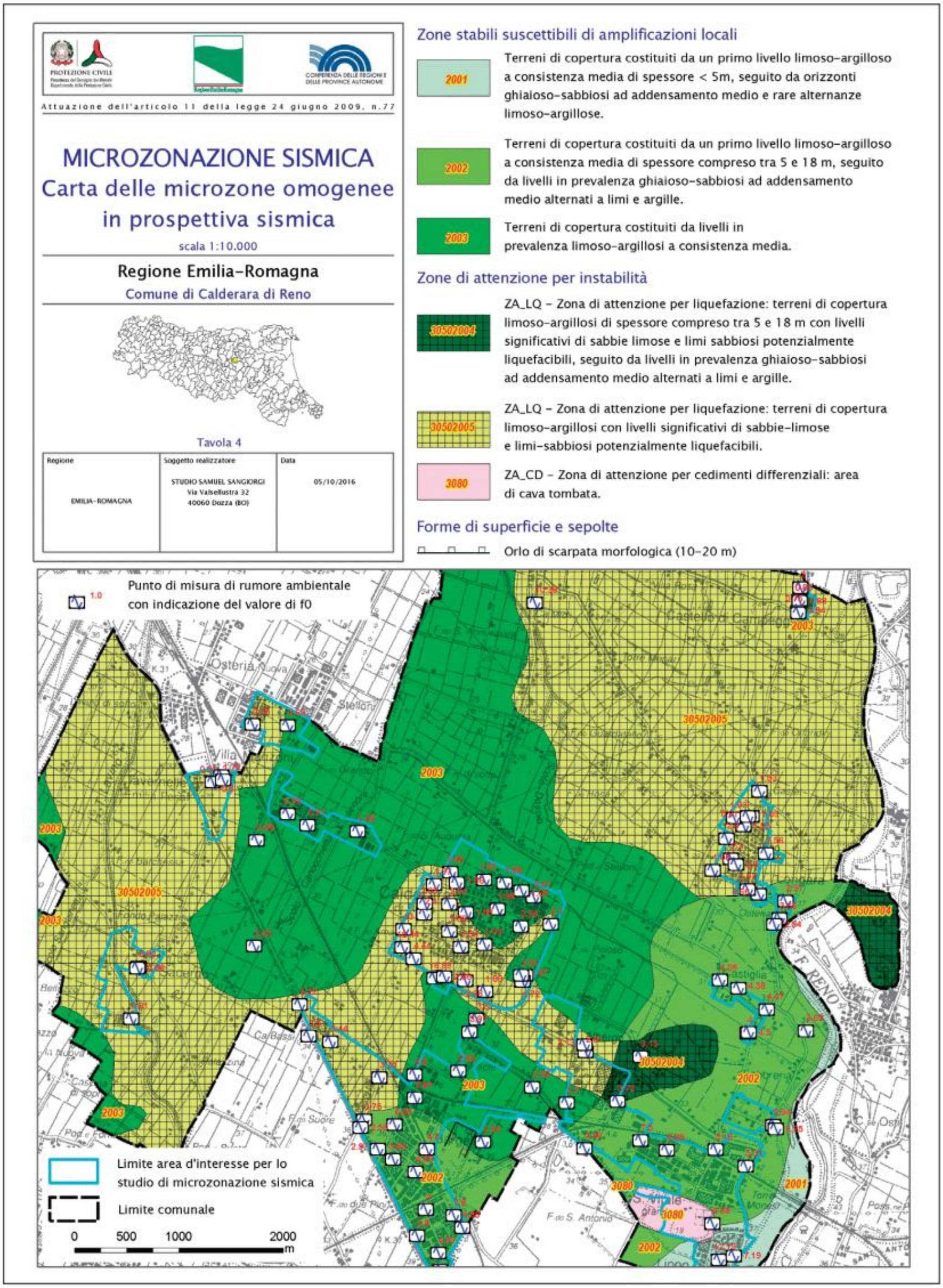
Aquisizione dei dati

Per questo livello di approfondimento è richiesto il reperimento dei dati e delle informazioni precedentemente acquisiti, in particolare:

- cartografia topografica di dettaglio da utilizzare sia come supporto per i rilievi sia per la restituzione dei risultati;
- cartografia geologica e dei dissesti;
- risultati di indagini geognostiche.

In assenza di dati che permettano un'adeguata ricostruzione del modello geologico devono essere eseguite nuove indagini finalizzate innanzi tutto alla definizione della litostratigrafia e degli spessori delle coperture.

Fig. 5 - Esempio di carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS).



Secondo livello di approfondimento

Il secondo livello di approfondimento ha le seguenti finalità:

- conferma delle condizioni di pericolosità indicate dal precedente livello di approfondimento ed eventuale nuova perimetrazione delle aree in cui effettuare la MS;
- suddivisione dettagliata del territorio in aree a maggiore e minore pericolosità sismica, in base all'amplificazione attesa stimata tramite procedure semplificate (abachi);
- conferma o migliore definizione delle zone di attenzione, indicate dal livello di approfondimento precedente, in cui si ritengono necessari approfondimenti di terzo livello.

Il numero delle verticali indagate deve essere tale da consentire un'adeguata caratterizzazione litostratigrafica e geofisica spaziale dei terreni e delle formazioni presenti nell'area di studio.

L'analisi semplificata, ovvero la stima dell'amplificazione tramite abachi, è ritenuta sufficiente nelle aree pianeggianti e sub-pianeggianti, incluse le zone di fondovalle ampie, con stratificazione orizzontale e sub-orizzontale, e sui versanti stabili, compresi quelli con coperture di spessore circa costante e acclività ≤ 15°, vale a dire nelle aree in cui il modello geologico può essere assimilato ad un modello fisico monodimensionale.

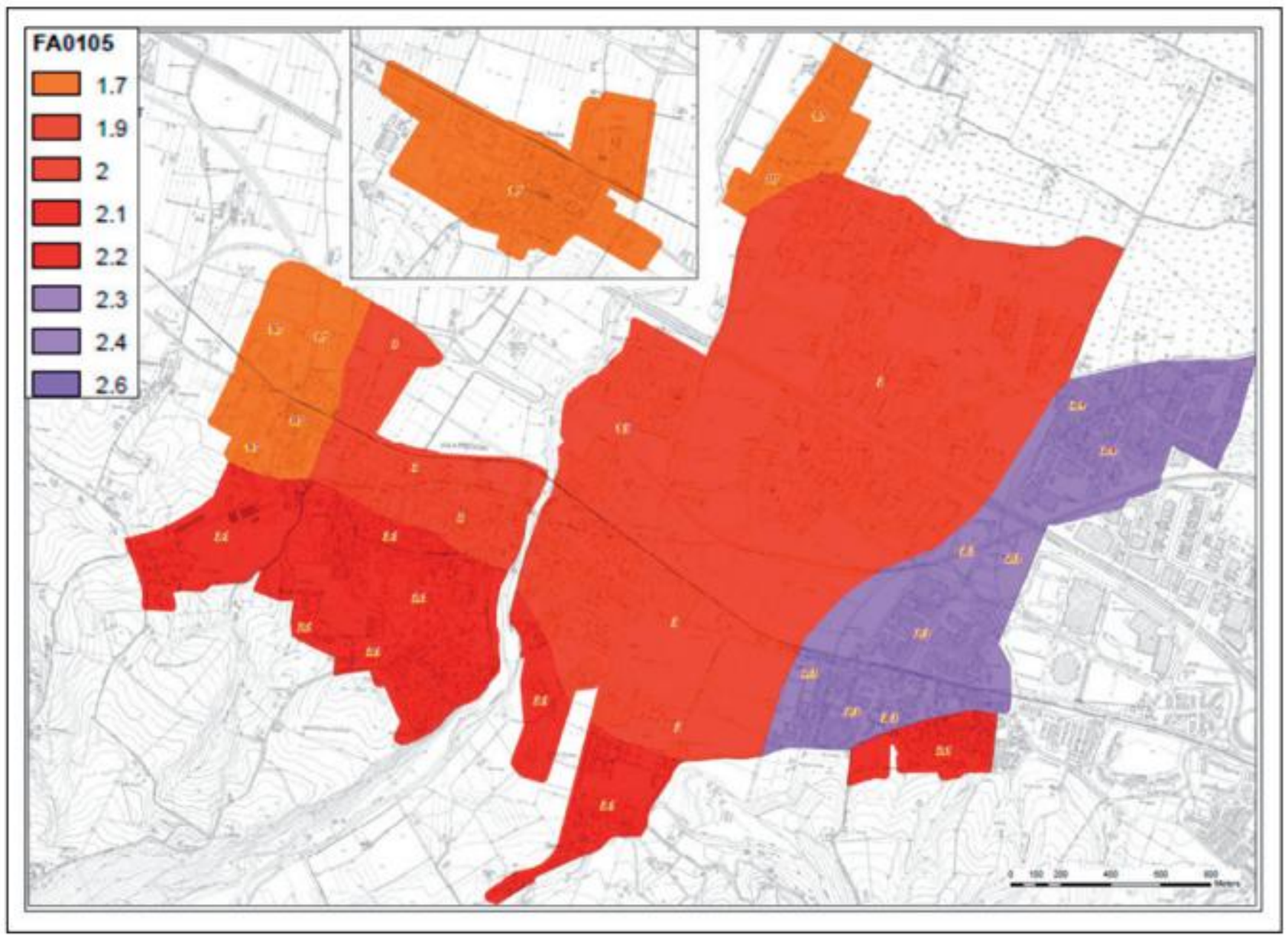
Nelle aree in cui sono presenti morfologie sepolte che comportano rapide variazioni della profondità del substrato rigido l'analisi monodimensionale può portare a sottostima della risposta sismica in superficie; in tali condizioni sono raccomandate analisi bidimensionali. Poiché gli abachi nazionali e regionali oggi disponibili sono stati realizzati sulla base di modellazioni monodimensionali, in tali aree anche l'utilizzo di abachi è sconsigliato. Per un'analisi dei limiti di utilizzo degli abachi si veda lo studio "Applicabilità degli abachi per la MS di livello 2" a cura del Gruppo di Lavoro "Abachi" (2015).

Elaborati da produrre

Gli elaborati di questo livello di approfondimento sono le Carte dei fattori di amplificazione delle aree individuate nella cartografia di primo livello come suscettibili di effetti locali, a scala almeno 1:10.000, preferibilmente di maggiore dettaglio. L'amplificazione è solitamente quantificata in termini di parametri F_{PGA}, FA, FV, $FA_{0,1\text{-}0,5s}$, $FH_{0,1\text{-}0,5s}$, $FH_{0,5\text{-}1s}$, $FH_{0,5\text{-}1,5s1}$ che esprimono l'amplificazione per motivi stratigrafici, eventualmente incrementata con il fattore di amplificazione per cause topografiche S_T. Tali coefficienti di amplificazione vengono stimati impiegando tabelle o abachi e formule che permettono di calcolare i fattori di amplificazione sismica rispetto ad un suolo di riferimento solitamente per un periodo di ritorno T_R pari a 475 anni e smorzamento pari al 5%.[1]

[1] Questi fattori sono espressi in termini di rapporto tra spettri di output alla superficie del suolo in esame e spettri di input al suolo di riferimento per prefissati intervalli di periodi:
$F_{PGA}=PGA/PGA_0$, dove PGA_0 è l'accelerazione massima orizzontale a periodo T=0 al suolo di riferimento e

Fig. 6 - Esempio di carta di microzonazione sismica di secondo livello. L'amplificazione è espressa in termini di fattori di amplificazione in accelerazione per l'intervallo di periodi 0,1s-0,5s.



In queste carte devono essere rappresentate anche le aree che necessitano di approfondimenti di terzo livello, distinte in base al tipo di effetti attesi (zone di attenzione per liquefazione, per frana, per faglie attive e capaci, per sovrapposizione di instabilità differenti, per densificazione).

In figura 6 è mostrato un esempio di carta di MS di secondo livello.

Acquisizione dei dati

Per l'utilizzo degli abachi e delle tabelle è necessario determinare la stratigrafia del sottosuolo, in particolare lo spessore H della copertura, o profondità del substrato rigido, e il valore di Vs nell'intervallo di spessore H.

Se nell'area sono disponibili prove pregresse che definiscono in maniera chiara la stratigrafia fino alla profondità d'interesse H potranno essere effettuate solo prove

---

PGA è l'accelerazione massima orizzontale a periodo T=0 alla superficie del sito;
FA è determinato intorno al periodo per il quale si ha il massimo della risposta in accelerazione (generalmente a basso periodo);
FV è determinato intorno al periodo per il quale si ha il massimo della risposta in pseudovelocità (generalmente a periodo più elevato);
FH sono i rapporti espressi in termini di Intensità di Housner (SI/SI_0) per prefissati intervalli di periodi (generalmente $0{,}1s \leq T \leq 0{,}5s$, $0{,}5s \leq T \leq 1s$, $0{,}5s \leq T \leq 1{,}5s$), dove SI_0 è l'Intensità di Housner al suolo di riferimento e SI sono le corrispondenti grandezze di Intensità di Housner alla superficie del sito;
$FA_{0,1\text{-}0,5s}$ è il rapporto tra lo spettro di output in accelerazione alla superficie del sito e lo spettro di input in accelerazione al suolo di riferimento, per l'intervallo di periodi compresi tra 0,1 s e 0,5 s.

finalizzate alla definizione del valore di V_{SH} o V_{S30}, altrimenti dovranno essere realizzate anche indagini geognostiche finalizzate alla definizione della litostratigrafia e della profondità del substrato rigido.

È richiesta anche la valutazione degli effetti topografici.

Attualmente poche Regioni hanno emanato propri abachi realizzati su modellazioni e casistiche locali (Regione Lombardia, 2005, 2011; Regione Emilia-Romagna, 2007, 2015; Regione Lazio, 2011; Regione Liguria, 2015; Regione Toscana, 2015), utilizzabili al posto degli abachi nazionali proposti negli ICMS08 (Gruppo di lavoro MS, 2008). Tali abachi regionali, pur arrivando al medesimo obiettivo indicato da ICMS08, sono stati realizzati da ciascuna Regione in modo indipendente e con criteri parzialmente differenti, in base alle caratteristiche geologiche locali e a proprie considerazioni, esigenze e normative amministrative, procedurali e urbanistiche.

Terzo livello di approfondimento

Un'analisi più approfondita è richiesta per la stima di indici di rischio nelle aree caratterizzate dalle seguenti condizioni geologiche:

a) presenza di depositi suscettibili di liquefazione o densificazione;
b) versanti instabili e potenzialmente instabili;
c) presenza di morfologie sepolte per le quali il modello geologico non può essere assimilato ad un modello fisico monodimensionale, come ad esempio le valli strette e profondamente incise; in questo caso sono raccomandate analisi bidimensionali;
d) zone di contatto laterale tra litotipi con caratteristiche fisico–meccaniche molto diverse;
e) presenza di faglie attive e capaci;
f) presenza di cavità sepolte.

Questo livello di analisi è quindi finalizzato soprattutto a valutare l'effettivo grado di pericolosità sismica locale delle aree instabili e potenzialmente instabili.

Gli ambiti per i quali è richiesta l'attuazione di questo livello di approfondimento devono essere già individuati nella cartografia delle aree suscettibili di effetti locali (primo livello di approfondimento).

Elaborati da produrre

Gli elaborati di terzo livello di approfondimento sono Carte dei fattori di amplificazione e degli indici di pericolosità delle instabilità attese, a scala almeno 1:10.000, preferibilmente di maggiore dettaglio. Anche in questo caso, l'amplificazione è solitamente quantificata in termini di parametri F_{PGA}, FA, FV, $FA_{0,1\text{-}0,5s}$, $FH_{0,1\text{-}0,5s}$, $FH_{0,5\text{-}1s}$, $FH_{0,5\text{-}1,5s}$, comprensivi dell'eventuale fattore di amplificazione per cause topografiche S_T. Nelle aree potenzialmente instabili devono essere quantificati gli indici di instabilità (indici

di liquefazione, di franosità) e i cedimenti e spostamenti attesi.

Nel caso l'amplificazione venga stimata tramite analisi di risposta sismica locale devono essere forniti gli spettri di risposta.

Nella relazione dovranno essere descritti in dettaglio i procedimenti e i codici di calcolo utilizzati e i risultati delle prove sperimentali in sito e in laboratorio. Dovranno essere chiaramente specificati anche i criteri per la definizione del substrato rigido.

In figura 7 è mostrato un esempio di carta di MS di terzo livello.

Acquisizione dei dati

Le elaborazioni e i risultati devono essere basati su prove sperimentali in sito e in laboratorio. Il programma delle prove, sia nei terreni stabili che in quelli instabili, deve essere commisurato alla specificità del caso. Il numero delle verticali indagate deve essere tale da consentire un'adeguata caratterizzazione litostratigrafica geotecnica e geofisica spaziale dei terreni presenti nell'area in studio.

La tipologia e il numero delle prove devono essere adeguatamente descritti e motivati nella relazione. Devono essere utilizzate solo tecniche di prova di riconosciuta affidabilità per le quali esistono riferimenti nella letteratura scientifica.

Per la misura della velocità di propagazione delle onde sismiche (Vp e Vs) sono raccomandate misure dirette, tipo down-hole o cross-hole; laddove le condizioni geologiche lo permettano (assenza di terreni grossolani o consolidati) potranno essere effettuate prove penetrometriche statiche con cono sismico o con dilatometro sismico.

Come segnale di input per le analisi di risposta sismica locale vengono forniti accelerogrammi reali selezionati con specifici studi o tramite le procedure indicate dalle NTC 2008.

L'applicazione degli studi di microzonazione sismica

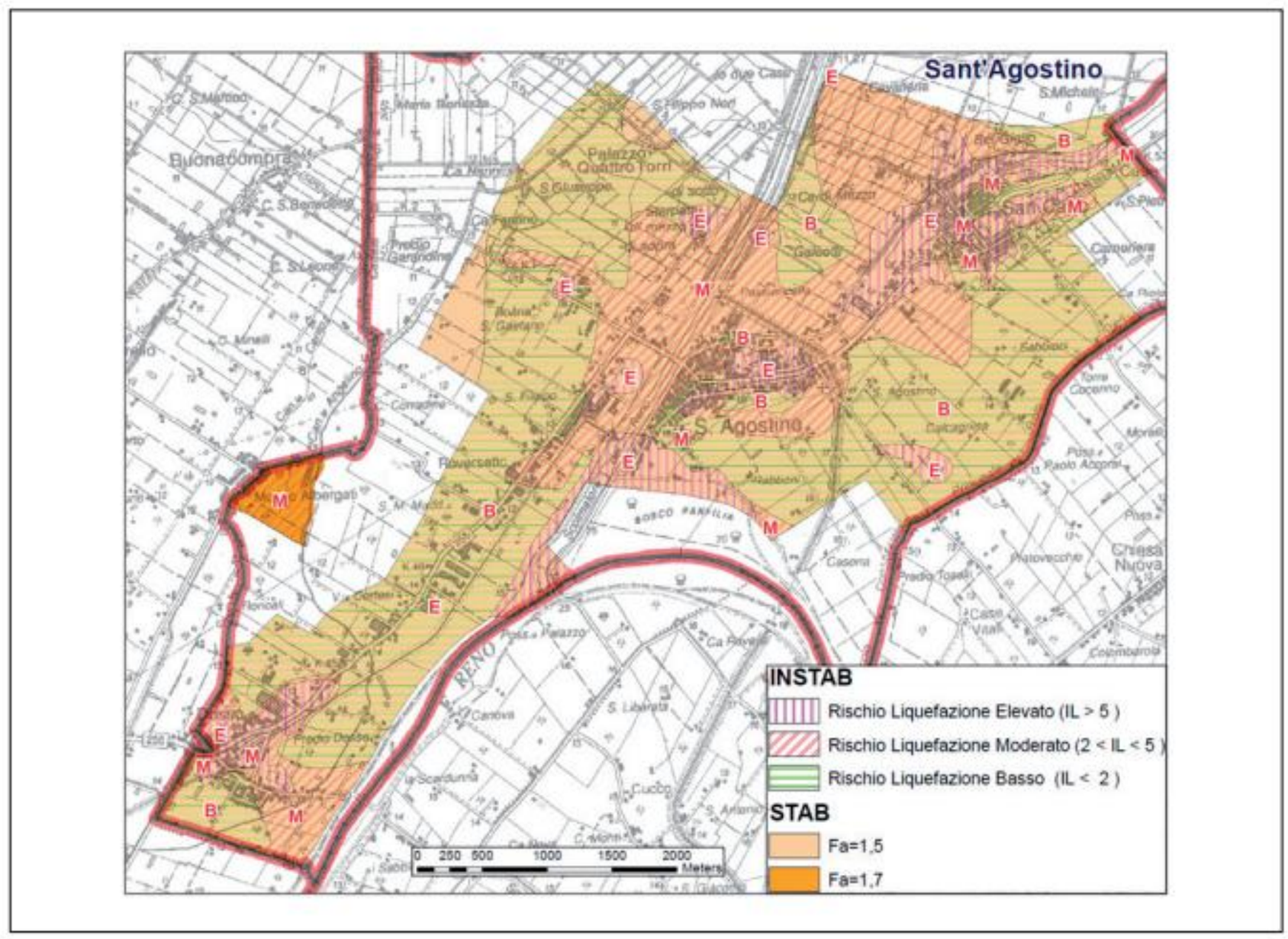
La possibilità di considerare adeguatamente gli effetti locali per le attività di governo del territorio è purtroppo piuttosto recente.

Una svolta importante si deve all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, con la quale sono state pubblicate la riclassificazione sismica del territorio nazionale e una nuova normativa tecnica per le costruzioni.

Dal 2003 tutti i Comuni d'Italia sono classificati sismici e suddivisi in 4 zone a pericolosità sismica decrescente. In precedenza, i Comuni classificati sismici erano meno di 3000, sugli oltre 8000 del territorio nazionale. Ciò ha comportato che le iniziative, attività e studi per la conoscenza, prevenzione e mitigazione del rischio sismico, prima richiesti solo nei Comuni classificati, siano oggi richiesti, con le dovute differenze in funzione dell'importanza delle opere e della pericolosità sismica locale, in tutti i Comuni italiani.

La nuova normativa tecnica, a proposito dell'argomento qui trattato, ha introdotto la valutazione degli effetti locali per il calcolo dell'azione sismica di progetto.

Fig.7 - Esempio di carta di microzonazione sismica di terzo livello. I colori indicano i fattori di amplificazione, espressi in termini di PGA/PGA_0; i retini individuano le aree a diversa pericolosità di liquefazione in base agli indici potenziali di liquefazione IL calcolati.



Un ulteriore e notevole impulso alla MS è derivato dall'art. 11 della L. 77 del 24/6/2009, conversione del D. lgs. n. 39 del 28/4/2009. Tale articolo ha istituito risorse economiche (965 milioni di €) a favore delle Regioni per studi finalizzati alla riduzione del rischio sismico nei Comuni con pericolosità sismica ag≥0,125g; una parte di tali risorse, circa l'8,5%, è stata destinata a studi di MS. Tali fondi, sebbene non sufficienti a coprire il fabbisogno, hanno reso possibile l'esecuzione di numerosi studi nei territori a maggiore pericolosità sismica e hanno senz'altro contribuito alla crescita della cultura della prevenzione sismica degli amministratori pubblici.

Grazie a queste iniziative e, purtroppo, per quanto osservato anche nei recenti forti terremoti italiani, si sta sempre più affermando il principio che un'efficace strategia di mitigazione del rischio sismico deve partire da valutazioni della pericolosità locale, condotte anche a scala più estesa di quella della singola costruzione, ovvero alla scala urbana.

La MS, il cui prodotto principale è la cartografia dettagliata delle zone caratterizzate da differenti risposte alle azioni sismiche per effetto delle condizioni locali, si configura quindi come lo strumento che meglio descrive, alla scala urbana, il comportamento dei terreni in caso di terremoto e pertanto costituisce uno strumento fondamentale per la definizione di azioni e politiche di mitigazione del rischio sismico nei piani urbanistici.

Gli studi a scala comunale, per ottimizzare risorse e tempi, vengono solitamente concentrati nelle aree d'interesse urbanistico (centri abitati, aree d'espansione) e quindi forniscono informazioni per lo più per queste aree.

Solitamente gli elaborati di primo livello vengono recepiti come documenti di quadro conoscitivo mentre gli elaborati di secondo e terzo livello possono essere recepiti anche come documenti di piano. Gli elaborati di questi approfondimenti permettono di operare scelte urbanistiche consapevoli sulla base delle risposte sismiche attese: indirizzare la realizzazione degli interventi verso le aree a minore pericolosità o realizzare gli interventi secondo una progettazione che miri a ridurre la vulnerabilità delle costruzioni considerando adeguatamente le conoscenze di pericolosità locale acquisite. È quindi importante che i risultati della MS, oltre ad essere inclusi tra i documenti di quadro conoscitivo e di pianificazione, siano accompagnati da norme e regolamenti attuativi che traducano in azioni e soluzioni operative le informazioni da MS, indicando chiaramente dove e quali approfondimenti e comportamenti sono necessari (es: esclusione dell'approccio semplificato previsto dalle NTC per la stima dell'azione sismica, realizzazione di interventi di mitigazione dei rischi, ...).

È importante ricordare che gli elaborati di MS sono solitamente realizzati considerando un tempo di ritorno T_R=475 anni e forniscono informazioni sul comportamento sismico dei siti per determinati intervalli di periodi propri, generalmente T = 0 s e 0,1 ≤ T ≤ 1,5 s, per lo più 0,1 ≤ T ≤ 0,5 s. Per valutazioni sulla risposta sismica dei siti per altri periodi di ritorno T_R (es: costruzioni di classe d'uso 3 e 4) e altri intervalli di periodi T è necessario effettuare studi specifici.

Oltre alle indicazioni contenute nelle norme attuative dei piani e alle limitazioni sopra indicate, la MS può fornire anche altre indicazioni utili per la progettazione: importantissima è la raccolta e archiviazione informatica delle indagini, che favorisce sia l'utilizzo delle prove esistenti sia la programmazione di nuove campagne di indagini; le ricostruzioni litostratigrafiche delle varie microzone possono costituire un riferimento per la definizione dei modelli geologici per il calcolo dell'azione sismica; la cartografia delle frequenze fondamentali dei terreni può essere un utile riferimento per evitare il fenomeno della doppia risonanza nell'interazione suolo-strutture, permettendo di porre particolare attenzione nelle aree con frequenze naturali paragonabili a quelle delle strutture esistenti o in progetto; le analisi di risposta sismica locale (terzo livello di approfondimento) possono essere utilizzate anche per la progettazione nel caso di interventi di edilizia ordinaria (classe d'uso 2, T_R=475 anni) ubicati negli stessi siti in cui sono state realizzate le analisi in questione. Le stime dell'amplificazione possono comunque costituire un riferimento per il calcolo dell'azione sismica, ad esempio per valutare se l'approccio semplificato previsto dalle NTC sia sufficiente o sia opportuno effettuare specifiche analisi di risposta sismica.

Per una discussione su elementi caratterizzanti, aspetti comuni e differenze tra studi di MS e progettazione si rimanda a Crespellani e Martelli (2008).

La microzonazione sismica fornisce informazioni anche per la pianificazione

dell'emergenza; ad esempio permette la verifica della presenza o meno di condizioni di instabilità interferenti con le strutture strategiche e con la viabilità di accesso e connessione e quindi concorre a configurare scenari di rischio sismico per diversi tipi di evento sismico e consente di pianificare monitoraggi e interventi prioritari in caso di evento o di manutenzione.

Bibliografia

Crespellani T., Martelli L. (2008): *Microzonazione sismica e Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14 gennaio 2008)*. Ingegneria Sismica, 2/2002, 51-54. Patron Editore.

CT (2015): *Microzonazione sismica. Standard di rappresentazione e archiviazione informatica. Versione 4.0b*. Commissione tecnica per la microzonazione sismica. Roma, ottobre 2015. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/standard_studi_ms.wp

Gruppo di Lavoro "Abachi" (2015): *Applicabilità degli abachi per la microzonazione sismica di livello 2*. Atti del 34° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste 17-19 novembre 2015, sessione 2.2, 109-113.

Gruppo di lavoro MS (2008): *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Dvd. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137

Gruppo di lavoro MS-AQ (2010): *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo - Dipartimento della Protezione Civile, L'Aquila, 3 vol. e DVD-rom. http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB25330

Lanzo G., Silvestri F., Costanzo A., D'Onofrio A., Martelli L., Pagliaroli A., Sica S., Simonelli A. (2011): *Site response studies and seismic microzoning in the Middle Aterno valley (L'Aquila, Central Italy)*. Bull. Earthquake Eng. 9: 1417-1442. doi:10.1007/s10518-011-9278-y

NTC 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni*. Decreto del Ministero delle Infrastrutture del 14 gennaio 2008. Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, www.cslp.it, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Regione Emilia-Romagna (2007): *Deliberazione dell' Assemblea Legislativa della Regione Emilia Romagna n.112 del 2 maggio 2007: "Approvazione dell'Atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art.16 comma 1, della L.R. 20/2000 per «Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica»"*. Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna n. 64 del 17 maggio 2007. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/gli-indirizzi-per-gli-studi-di-microzonazione-sismica-in-emilia-romagna-per-la-pianificazione-territoriale-e-urbanistica

Regione Emilia-Romagna (2015): *Deliberazione della Giunta della Regione Emilia Romagna n. 2193 del 21 dicembre 2015: "Art. 16 della L.R. n. 20 del 24/3/2000. Approvazione aggiornamento dell'Atto di coordinamento tecnico denominato «Indirizzi*

per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica» di cui alla Deliberazione dell'Assemblea Legislativa 2 maggio 2007, n. 112". Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna n. 4 del 8 gennaio 2016 (parte seconda). http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/gli-indirizzi-per-gli-studi-di-microzonazione-sismica-in-emilia-romagna-per-la-pianificazione-territoriale-e-urbanistica

Regione Lazio (2010): *Deliberazione di Giunta Regionale n. 545 del 26 novembre 2010: Approvazione Linee Guida per l'utilizzo degli Indirizzi e Criteri generali per gli studi di Microzonazione Sismica nel territorio della Regione Lazio di cui alla D.G.R. 387/2009. Modifica della D.G.R. 2649/1999*. http://www.regione.lazio.it/binary/rl_main/tbl_documenti/AMB_DGR_545_26_11_2010.pdf

Regione Lazio (2011): *Deliberazione di Giunta Regionale n. 490 del 21 ottobre 2011: Approvazione degli Abachi Regionali per gli studi di Livello 2 di Microzonazione Sismica ai sensi della DGR Lazio n. 545 del 26 novembre 2010 e procedure di applicazione nell'ambito del rilascio del parere ai sensi dell'art. 89 del DPR del 6 giugno 2001 n. 380. Modifica alla DGR Lazio n. 545/2010*. http://www.regione.lazio.it/prl_ambiente/?vw=documentazioneDettaglio&id=5532

Regione Lazio (2012): *Deliberazione di Giunta Regionale n. 535 del 2 novembre 2012: Modifiche alla DGR Lazio n. 545 del 26 novembre 2010 e della DGR Lazio n. 490 del 21 ottobre 2011* http://www.regione.lazio.it/prl_ambiente/?vw=documentazioneDettaglio&id=5532

Regione Liguria (2010): *Deliberazione di Giunta Regionale* n. 471 del 22.03.2010 recante *"Criteri e linee guida regionali, ai sensi dell'art.1, comma 1 della l.r. 29/83, per l'approfondimento degli studi geologico-tecnici e sismici a corredo della strumentazione urbanistica comunale"*. Regione Liguria, Bollettino Ufficiale n. 15, Parte II del 14/04/2010.

Regione Liguria (2011): *Deliberazione di Giunta Regionale* n. 714 del 26.06.2011 recante *"Specifiche tecniche relative ai criteri e linee guida regionali per l'approfondimento degli studi geologico tecnici e sismici a corredo della strumentazione urbanistica comunale, ad integrazione della DGR 471/2010"*. Regione Liguria, Bollettino Ufficiale n. 27, Parte II del 06.07.2011.

Regione Liguria (2015): *Abachi Regionali per l'amplificazione stratigrafica* . Rapporto finale del contratto di servizio tra Regione Liguria e Università degli Studi di Genova - DISTAV, a cura di G. Ferretti, D. Spallarossa, S. Barani, R. De Ferrari.

Regione Lombardia (2005): *Deliberazione di Giunta Regionale 22 dicembre 2005 n. 8/1566: Criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del Piano di Governo del Territorio, in attuazione dell'art. 57, comma 1, della L.R. 11 marzo 2005, n. 12*. Regione Lombardia, Bollettino Ufficiale, 3° Supplemento Straordinario - Giovedì 19 gennaio 2006.

Regione Lombardia (2011): *Deliberazione di Giunta Regionale 30 novembre 2011 n. IX/2616: Aggiornamento dei "Criteri ed indirizzi per la definizione della componente*

geologica, idrogeologica e sismica del piano di governo del territorio, in attuazione dell'art. 57, comma 1, della l.r. 11 marzo 2005, n. 12", approvati con D.G.R. 22 dicembre 2005, n. 8/1566 e successivamente modificati con D.G.R. 28 maggio 2008, n. 8/7374. Regione Lombardia, Bollettino Ufficiale Serie Ordinaria - Giovedì 15 dicembre 2011

Regione Toscana (2011): *Deliberazione di Giunta Regionale n. 261 del 18 Aprile 2011: Approvazione Linee Guida Microzonazione Sismica Regionali*. http://www.regione.toscana.it/-/specifiche-tecniche-regionali-per-la-microzonazione-sismica

Regione Toscana (2015): *Deliberazione di Giunta Regionale n. 144 del 23 febbraio 2015: Approvazione nuove specifiche tecniche per la redazione degli studi di Microzonazione Sismica e abachi litostratigrafici regionali per la redazione di studi di MS di livello 2*. http://www.regione.toscana.it/-/specifiche-tecniche-regionali-per-la-microzonazione-sismica

Regione Umbria (2010): *Deliberazione di Giunta Regionale n. 377 del 8/3/2010: Criteri per l'esecuzione degli studi di microzonazione sismica*. Bollettino Ufficiale della Regione Umbria, Serie Generale n. 15 del 31/3/2010, Supplemento Ordinario n. 1. http://www.regione.umbria.it/paesaggio-urbanistica/indirizzi-e-criteri-di-microzonazione-sismica

[2.2]
L'APPORTO GEOLOGICO NELLA REALIZZAZIONE DI OPERE IN ZONA SISMICA

Eros Aiello
CGT – Centro di GeoTecnologie dell'Università di Siena
eros.aiello@unisi.it

«La sismologia non sa dire quando, ma sa dire dove avverranno terremoti rovinosi, e sa pure graduare la sismicità delle diverse province italiane, quindi saprebbe indicare al governo dove sarebbero necessari regolamenti edilizi più e dove meno rigorosi, senza aspettare che prima il terremoto distrugga quei paesi che si vogliono salvare»

(Giuseppe Mercalli: **Rassegna Nazionale**; 1908)

Introduzione

Il 6 maggio 1976 l'Orcolat, l'orco della Carnia che nella tradizione friulana fa tremare la terra, si svegliò e continuò nella sua veglia fino a settembre di quell'anno, distruggendo quello che a maggio era rimasto in piedi.

È proprio in quegli anni che anche nel nostro Paese assumono crescente importanza, ai fini della mitigazione del rischio sismico, i fattori riguardanti il ***sito*** e il ***terreno di fondazione.***

Nel campo della mitigazione del rischio sismico la ***microzonazione sismica (MS)*** rappresenta la fase iniziale e richiede un approccio prevalentemente geologico (geologia, geomorfologia, idrogeologia), con importanti contributi da parte della geofisica e della geotecnica.

Tale microzonazione ha come obiettivo primario la valutazione delle modifiche apportate allo scuotimento sismico dalle condizioni morfologiche, geologiche e geotecniche di un'area di limitata estensione. In altri termini, la microzonazione individua le risposte sismiche locali in un ambito territoriale ristretto (un comune o un'area metropolitana), consentendo di ottenere informazioni di dettaglio riguardanti gli

effetti locali e ottimizzando i dati rilevati tramite la ***macrozonazione***. Pertanto, il suo compito specifico è quello di individuare terreni dinamicamente instabili e stimare le accelerazioni che si possono verificare in terreni dinamicamente stabili, poiché, come detto in precedenza, condizioni geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche e geotecniche particolari possono determinare variazioni nella risposta sismica locale e, di conseguenza, sulla pericolosità del sito.

Per il raggiungimento di tale obiettivo si devono anche analizzare e trattare gli effetti di sorgenti sismiche prossime al sito e quelli indotti dallo scuotimento del terreno come, per esempio la liquefazione in terreni non coesivi saturi, o l'instabilità dei versanti innescata, o riattivata, dal sisma.

Nella valutazione delle ***azioni sismiche*** che possono trasmettersi alle strutture, rilevante importanza, come già accennato, è stata assegnata al sito, con dimensioni areali comprese tra quelle di un centro abitato e un manufatto, ed è quest'ultimo che ai fini ingegneristici rappresenta l'area di specifico interesse.

Gli effetti del terremoto, che sono nella maggioranza dei casi irregolari e variabili spazialmente, dipendono essenzialmente dall'influenza di diversi elementi:

- sorgente del terremoto e caratteristiche del percorso;
- condizioni topografiche, geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche e geotecniche del sito;
- effetti di doppia risonanza fra il modo di vibrare del terreno di fondazione e quello delle strutture;
- progettazioni strutturali e caratteristiche costruttive.

Lo studio di microzonazione sismica (**MS**) analizza e valuta i primi tre gruppi di elementi e sulla scorta dell'analisi degli effetti prodotti dai terremoti verificatisi in una data area, delle osservazioni strumentali, delle indagini geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche e geotecniche; stabilito il ***terremoto di progetto*** da cui difendersi, individua gli scenari di ***pericolosità sismica***, consentendo di perimetrare le ***aree critiche*** (instabilità dei versanti, rotture del terreno, instabilità dei depositi, cedimenti, collassi, liquefazione; ossia gli effetti locali), le ***aree delle microzone omogenee in prospettiva sismica***, e, in sequenza logica, di valutare in dette microzone la ***Risposta Sismica Locale*** (RSL) finalizzata alla progettazione delle opere di ingegneria.

Lo studio di microzonazione sismica ha, dunque, l'obiettivo di razionalizzare la conoscenza sulle alterazioni che il sisma può subire in superficie, fornendo informazioni utili per la progettazione nel senso più ampio del termine, per la pianificazione territoriale, e anche per la gestione dell'emergenza e per la ricostruzione post-sisma, ma è chiaramente insufficiente alla scala della singola opera per la quale è necessaria la valutazione della Risposta Sismica locale.

Il contributo della geologia nella realizzazione di opere di ingegneria in zona sismica è fondamentale. Infatti la geologia non solo rappresenta il substrato sul quale

poggiano le varie modellazioni (sismica, geotecnica,...), ma è, di fatto, il collante del quadro conoscitivo che supporta la progettazione stessa, tramite il ***Modello Geologico di Riferimento*** (**MGR**).

Detto modello (MGR) *è l'evoluzione concettuale del Modello Geologico,* ed è indispensabile per la valutazione compiuta delle *interazioni fra il contesto geologico,* inteso nel senso più ampio, *e le opere di progetto.*

Modello Geologico di Riferimento

Il Modello Geologico di Riferimento è un sistema dinamico, che deriva da un iter conoscitivo continuo in relazione ai dati e alle informazioni che vengono acquisiti nel corso delle indagini. Questo è, come detto, lo strumento basilare nell'iter progettuale, poiché definisce i lineamenti morfologici del sito di interesse, ne evidenzia i morfemi in atto, o quelli potenziali, e la loro possibile evoluzione, rileva la successione litostratigrafica (natura e distribuzione spaziale dei litotipi, grado di alterazione e fratturazione, livello di degradabilità), i caratteri geostrutturali generali, la geometria e le caratteristiche delle superfici di discontinuità, sempre con preciso riferimento al progetto. Determinante, per la completezza di detto modello, è la definizione della circolazione idrica superficiale e sotterranea.

Nel Modello Geologico di Riferimento (MGR) si tiene anche conto del *tempo,* rappresentato, in prima approssimazione, dal grado di attività dei fenomeni gravitativi, o dall'evoluzione dei morfemi in genere, oppure dall'incidenza degli scavi in sotterraneo sugli acquiferi, o dalla velocità del fenomeno della subsidenza, con l'indicazione probabilistica, ove possibile, dei tempi di ritorno di un determinato fenomeno.

Pertanto, il Modello Geologico di Riferimento è un modello oggettivo e quantitativo contenente gli elementi basilari per una corretta progettazione delle opere e per la gestione delle *pericolosità geologiche* del sito di interesse, tra le quali quella sismica. Tramite l'analisi e la descrizione delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche, geologico-strutturali, idrogeologiche, degli aspetti connessi con la genesi dei diversi litotipi (ambiente deposizionale, condizioni di genesi dei terreni e delle rocce, aspetti tettonici), si possono prevedere le eventuali variazioni delle caratteristiche fisiche, geotecniche e geomeccaniche dei materiali, l'evoluzione morfodinamica dell'area, e di riconoscere e descrivere, quindi, il più oggettivamente possibile, le criticità e le pericolosità di natura geologica.

L'MGR rappresenta, pertanto, la sintesi delle informazioni di carattere geologico che definiscono l'area con cui il progetto interagisce, ed è riportato in una rappresentazione grafica, coincidente con il profilo geologico di progetto (geomeccanico nel caso delle gallerie), e descritto nell'ambito della Relazione Geologica (D.M. 14 gennaio 2008 "Norme Tecniche per le Costruzioni"- NTC 2008 e NTC 2017). Ogni progetto, quindi, deve avere il suo Modello Geologico**,** detto appunto di **"***Riferimento",* che contiene gli aspetti peculiari che possono interagire con l'opera, relativi alla sua realizzazione e

all'utilizzo della stessa durante la vita nominale V_N, ossia durante il periodo d'uso dell'opera stessa correttamente manutenuta, con il grado di sicurezza previsto dalle norme sulle costruzioni (NTC08 - 17[1]).

L'elaborazione del Modello Geologico di Riferimento è alquanto complessa e presenta generalmente delle difficoltà derivanti dai seguenti elementi:

- variabilità del mezzo geologico, riguardanti la natura litologica, l'assetto stratigrafico e strutturale, le variazioni laterali e/o verticali all'interno di ciascuna litozona, le variazioni nel tempo delle proprietà dei materiali geologici, ossia in altri termini l'eterogeneità multidirezionale dei geomateriali;
- mezzo geologico come sistema plurifase, ossia solido + liquido + gas, terreni saturi e non saturi, con conseguenze sul comportamento meccanico;
- grado di attività degli elementi tettonici fragili (faglie) e dei processi geomorfici nei pendii;
- definizione del modello idrogeologico del volume di sottosuolo interagente con l'opera da realizzare (volume significativo);
- determinazione delle proprietà idrogeologiche per i diversi litotipi e le diverse zone di omogeneità (con riferimento al volume significativo) ed evidenziazione delle eventuali interazioni dell'opera con la falda, che possano portare a modifiche temporanee o permanenti al regime, alla quantità e qualità delle risorse idriche.

Il comportamento del terreno, dunque, è condizionato da tanti fattori preesistenti, come già rilevato, e da quelli indotti (entità dei carichi, modifiche delle condizioni idrauliche, andamento delle sollecitazioni nel tempo, ecc.), dipendenti proprio dalle modifiche che saranno apportate progettualmente. Appare ovvio che le problematiche da affrontare siano diverse se si tratti di realizzare una galleria, o una costruzione residenziale/produttiva, un fronte di sbancamento, un'area di ricarica, o un'infrastruttura. Non secondarie in questo quadro appaiono anche la posizione dell'intervento (per esempio, sul bordo di un versante), la profondità delle fondazioni, l'interazione con opere preesistenti, le condizioni geomorfologiche del sito e di quelle al contorno, la presenza di una falda freatica.

Inoltre, in zona sismica, e il nostro Paese ormai deve essere considerato tale in toto, appare ineludibile il contributo della geologia s.l. nella realizzazione di opere di ingegneria, poiché è proprio la geologia del sito, come detto prima, che influenza lo scuotimento sismico. Poiché la risposta sismica locale dipende dalle modalità di genesi e propagazione del segnale sismico e dalle caratteristiche litologiche e geomorfologiche locali, è necessario capire approfonditamente come la geologia determini tale influenza.

Si è accennato in precedenza che le caratteristiche geomorfologiche e litostratigrafiche di un sito sono alla base delle modifiche dello scuotimento sismico. Infatti,

1) In fase di approvazione.

Fig.1 - Liquefazione.

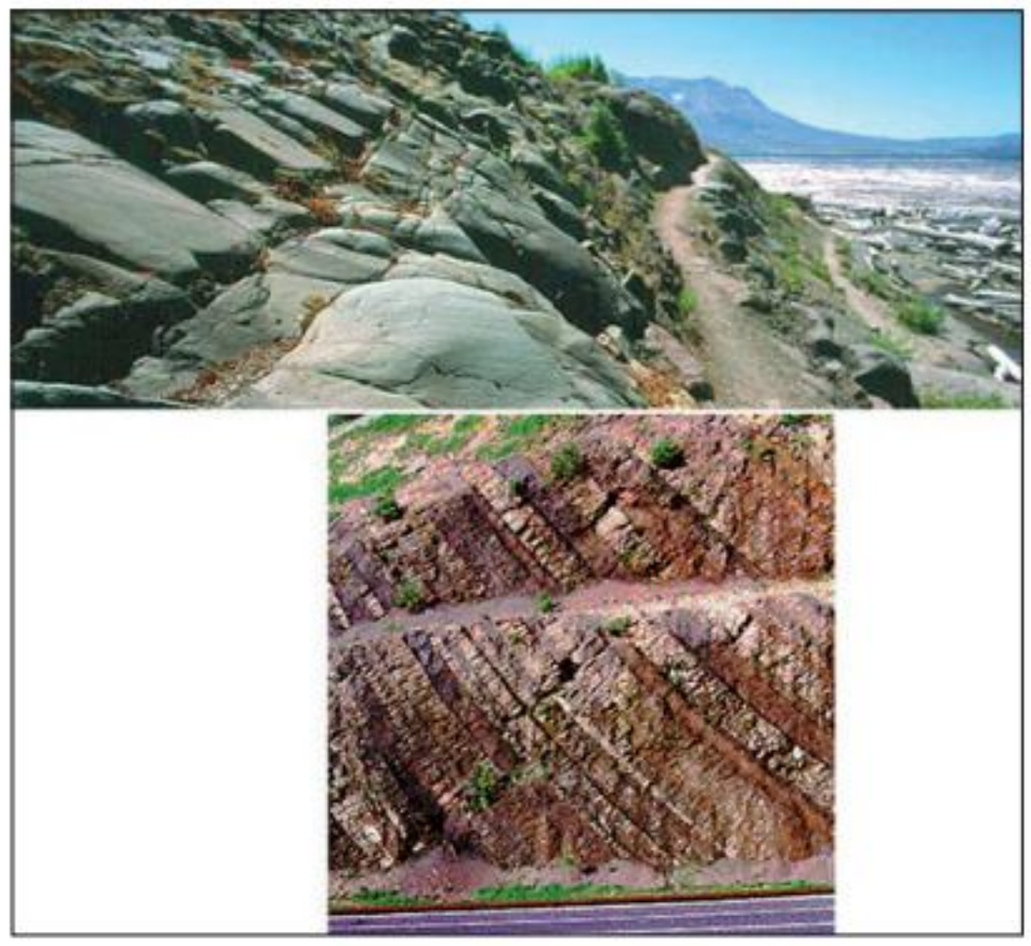
Fig. 2 - Evento di crollo sismo-indotto.

Fig. 3 - Stabilità dei pendii.

Fig. 4 - Cedimenti sismo-indotti.

mostrano elevata incidenza, in particolare, le variazioni litologiche laterali e verticali che caratterizzano il sottosuolo e quelle legate alla topografia del sito, che determina a sua volta modifiche del contenuto in frequenza, ampiezza e durata del segnale sismico. Inoltre, sono sempre dette caratteristiche che durante lo scuotimento sismico determinano il manifestarsi dei cosiddetti *effetti sismici locali* (liquefazione, lateral spreading, densificazione, subsidenza, cedimenti, frane sismo-indotte, etc.). Alla geologia è affidato appunto il compito determinante di individuarle e quantificarle, poiché detti effetti possono incrementare il danneggiamento delle strutture. Sia l'individuazione, sia la

A/B - Substrato lapideo.



quantificazione poggiano sul rilievo geologico, litotecnico, geomorfologico e geomeccanico, sulla più accurata definizione stratigrafica desunta da specifici rilevamenti di campagna, con l'ausilio di sondaggi a carotaggio continuo e prove in situ, sui dati idrogeologici, geofisici e geotecnici.

Sul versante della prevenzione sismica le NTC 08 e la loro recente revisione (NTC 17), nel calcolo delle azioni sismiche di progetto, mettono in primo piano i fenomeni amplificativi dovuti alle caratteristiche geologiche (stratigrafiche, geomorfologiche e topografiche) e geotecniche. Le NTC prevedono, infatti, che ai fini della definizione dell'azione sismica di progetto siano valutati gli effetti della risposta sismica locale (effetti di amplificazione locale) mediante specifiche analisi che consentano di definire le modifiche che un segnale sismico, relativo a un sito di riferimento rigido ($Vs \geq 800$ m/s) con superficie topografica orizzontale (sottosuolo di categoria A) e campo libero (free field), subisce a causa delle caratteristiche topografiche e stratigrafiche dei depositi e degli ammassi rocciosi e delle proprietà fisiche e meccaniche dei materiali che li costituiscono.

In assenza di analisi specifiche, per la definizione dell'azione sismica si può utilizzare un coefficiente (SS), facendo riferimento alle categorie di sottosuolo, identificate sulla scorta della velocità equivalente Vs_{30} delle onde di taglio nei primi trenta metri (effetto stratigrafico), alle quali sono associati dei parametri numerici che modificano lo spettro di risposta (NTC08 - 17 § 3.2.2 e § 3.2.3.2).

Per tenere conto degli effetti della topografia superficiale, si utilizza un coefficiente (ST) funzione dell'inclinazione e dell'altezza del pendio.

Sempre per quanto concerne la prevenzione sismica, è prescritta la valutazione

C/D - Da sinistra: Sabbie debolmente cementate; Arenarie debolmente cementate; Argilliti e marne.

della sicurezza del sito nei confronti della suscettibilità alla liquefazione, della stabilità dei pendii e dei cedimenti.

Il concreto contributo della geologia alla progettazione delle opere in zona sismica emerge compiutamente dal contenuto della Relazione Geologica, comprendente il relativo Modello Geologico di Riferimento.

Nella Relazione Geologica, che è parte integrante del progetto, anche nella veste di Relazione Specialistica (NTC §10.1; Circolare10.1, comma 5.1), le diverse unità geologiche si suddividono o si raggruppano al fine di supportare convenientemente il successivo sviluppo degli aspetti stratigrafici, sismici e geotecnici.

Partendo dal basso in una successione stratigrafica ideale si rilevano le seguenti *unità*:

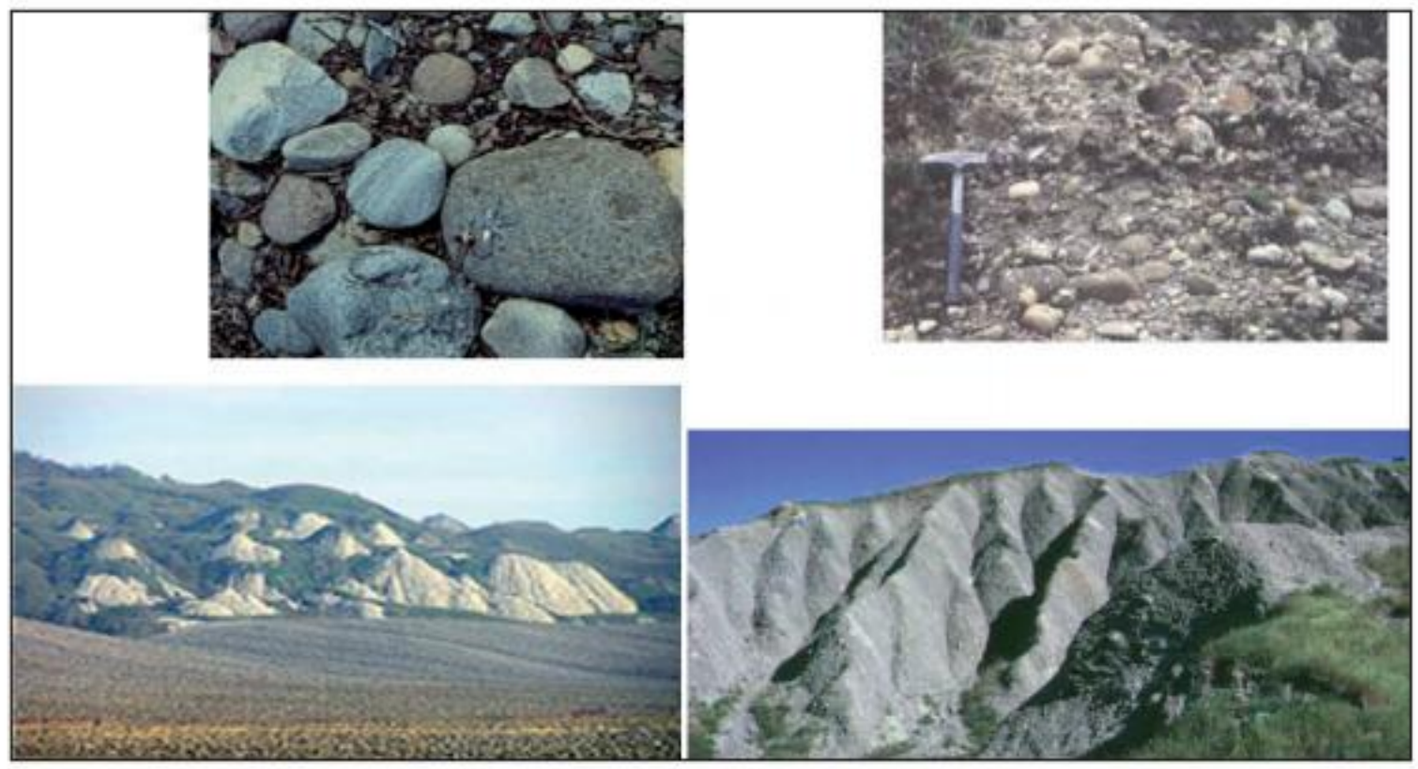
Unità del substrato lapideo (rocce propriamente dette)

- Rocce vere e proprie ("rocce dure"), sia massicce che stratificate (bedrock sismico s.s.):
  A) materiale lapideo formato da un unico litotipo di elevata resistenza, *non stratificato* o *in grosse bancate* (e.g. graniti, calcari massicci, etc.);
  B) materiale lapideo formato da un unico litotipo (e.g. calcari, arenarie, marne, ecc.), *stratificato, o da alternanze di livelli* lapidei e di livelli pelitici (flysch); divisibile in sotto-unità, secondo lo spessore degli strati, dei rapporti fra le diverse litologie, del grado di ordine o disordine strutturale (fino ad una struttura "caotica" vera e propria).

Unità dei materiali a comportamento intermedio

- Materiali a comportamento intermedio tra le rocce propriamente dette e le terre (rocce deboli e unità complesse):
  C) rocce e rocce deboli a tessitura grossolana, formate da materiali granulari

E - (In alto) Terre granulari.
F - (In basso) Terre coesive.



debolmente cementati o da rocce degradate per alterazione; divisibile in sotto-unità, in relazione alla composizione granulometrica prevalente (ghiaia o sabbia);
D) rocce deboli a tessitura fine e a elevata consistenza (argilliti, siltiti, marne); divisibile in sotto-unità, a seconda della frazione fine prevalente (limo o argilla).

Unità delle terre di copertura

- Terre coesive, terre non coesive, terre organiche, materiali di riporto:
  E) terre granulari, non cementate o debolmente cementate; divisibile in sotto-unità, secondo la composizione granulometrica prevalente;
  F) terre coesive a medio-bassa consistenza; divisibile in sotto unità, secondo la frazione fine prevalente (limo o argilla) e l'eventuale presenza di frazione organica.

Il Modello Geologico di Riferimento valuta le interazioni fra il contesto geologico e le opere in progetto e rappresenta, pertanto, la sintesi delle informazioni di carattere geologico che caratterizzano l'ambito (sito relativo all'opera di ingegneria) con cui il progetto interagisce. L'elaborazione del Modello Geologico di Riferimento è sintetizzata nella Tabella I.

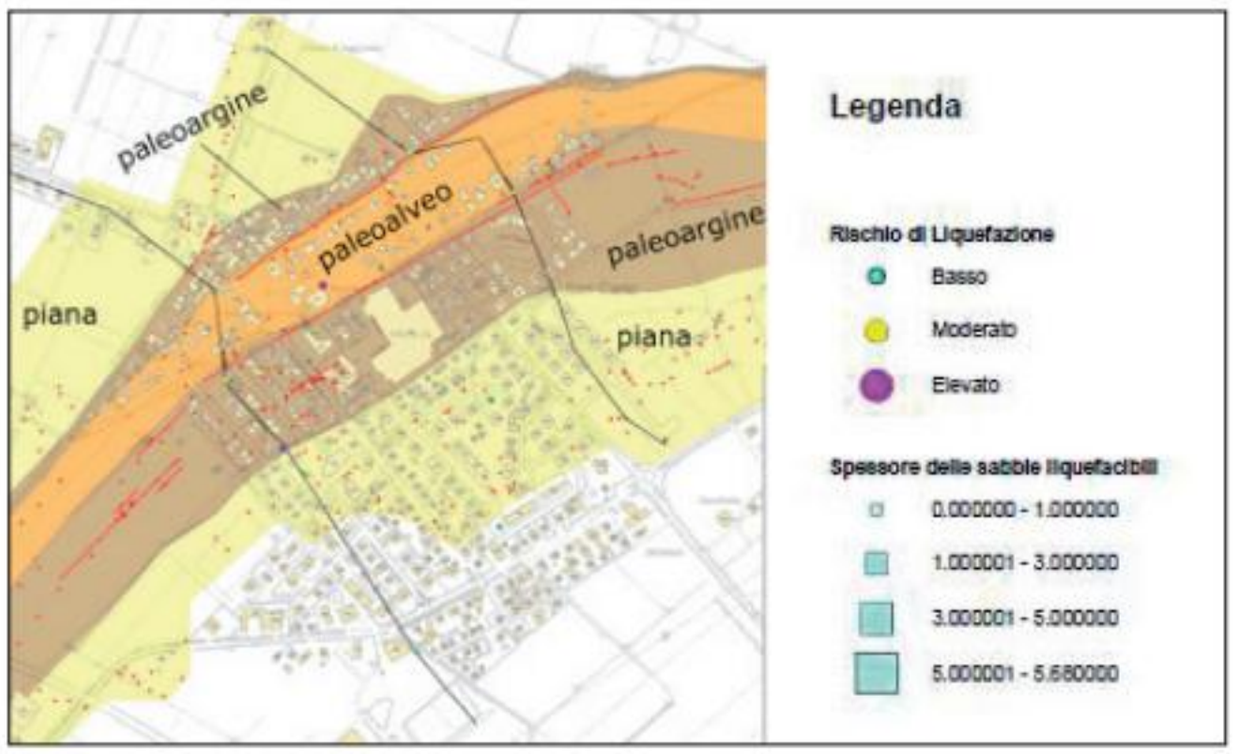
"Modello Geologico di Riferimento (MGR)" Check List
· Analisi della documentazione (pubblicata, inedita).
· Storia geologica del territorio. - tettonica e neotettonica; - assetto e stile strutturale; - analisi della sismicità; - analisi del vulcanismo; - analisi del bradisismo.
Rilevamento geologico (litologie, strutture, caratteri morfo-giaciturali; eventuali strutture tettoniche attive).
Rilevamento geomorfologico (forme del terreno e processi geomorfici; movimenti franosi): analisi geomorfologica quantitativa che definisca natura, caratteristiche e grandezza dei fenomeni gravitativi interessanti il pendio e le aree contigue e la loro evoluzione temporale;
Rilevamento geologico-tecnico e geomeccanico: - definizione delle unità litotecniche (variazioni litologiche sia verticali sia laterali, in particolare nelle coperture, grado di alterazione; eventuali litologie suscettibili di particolari problematiche a seguito di evento sismico); - negli ammassi rocciosi: elementi strutturali, discontinuità (faglie e fratture, di differente importanza e ordine di grandezza, in particolare se con segni di attività recente); - caratterizzazione delle unità litotecniche individuate.
Indagini geognostiche in profondità
Indagini geofisiche (in superficie, in foro di sondaggio).
· Elementi idrogeologici (sorgenti e venute idriche, ristagni e zone paludose): schema della circolazione idrica (superficiale e sotterranea) e relativo comportamento nel tempo (stagionale).
· Verifiche di stabilità dei versanti. · Elementi antropici di interesse per lo specifico problema in esame (e.g. oleodotti, gasdotti, acquedotti, fognature, pozzi, grandi scavi, rilevati, discariche, ecc.).

Tabella I

Il Modello Geologico di Riferimento fornisce numerosi elementi che, insieme con quelli geotecnici e sismici, possono influenzare il fenomeno della liquefazione:

- esistenza e spessore di strati non liquefacibili superficiali;
- strati drenanti intercalati a depositi non coesivi liquefacibili;
- condizioni di drenaggio parziale o completo;
- stato tensionale efficace iniziale;
- comportamento contraente (contrattivo) o dilatante, funzione dello stato di addensamento (Dr, *e*) e della pressione media efficace di confinamento ($\sigma'0$);
- distribuzione granulometrica (D50, Uc, CF);
- storia tensionale (OCR);
- grado di saturazione (Sr);
- sforzi di taglio statici preesistenti e resistenza residua (τD, τ r);
- ampiezza dello sforzo di taglio ed inversione degli sforzi;
- presenza di paleoalvei o alvei recenti;
- zone paludose o bonificate;
- arginature e paleoarginature;

Fig. 5 - San Carlo (FE), siti di liquefazione (da L. Calabrese, L. Martelli, P. Severi, 2012).



- piane di esondazione;
- litorali, apparati dunari ed interdunari;
- depositi sabbiosi pleistocenici e olocenici sciolti con profondità della falda < 15.0 m.

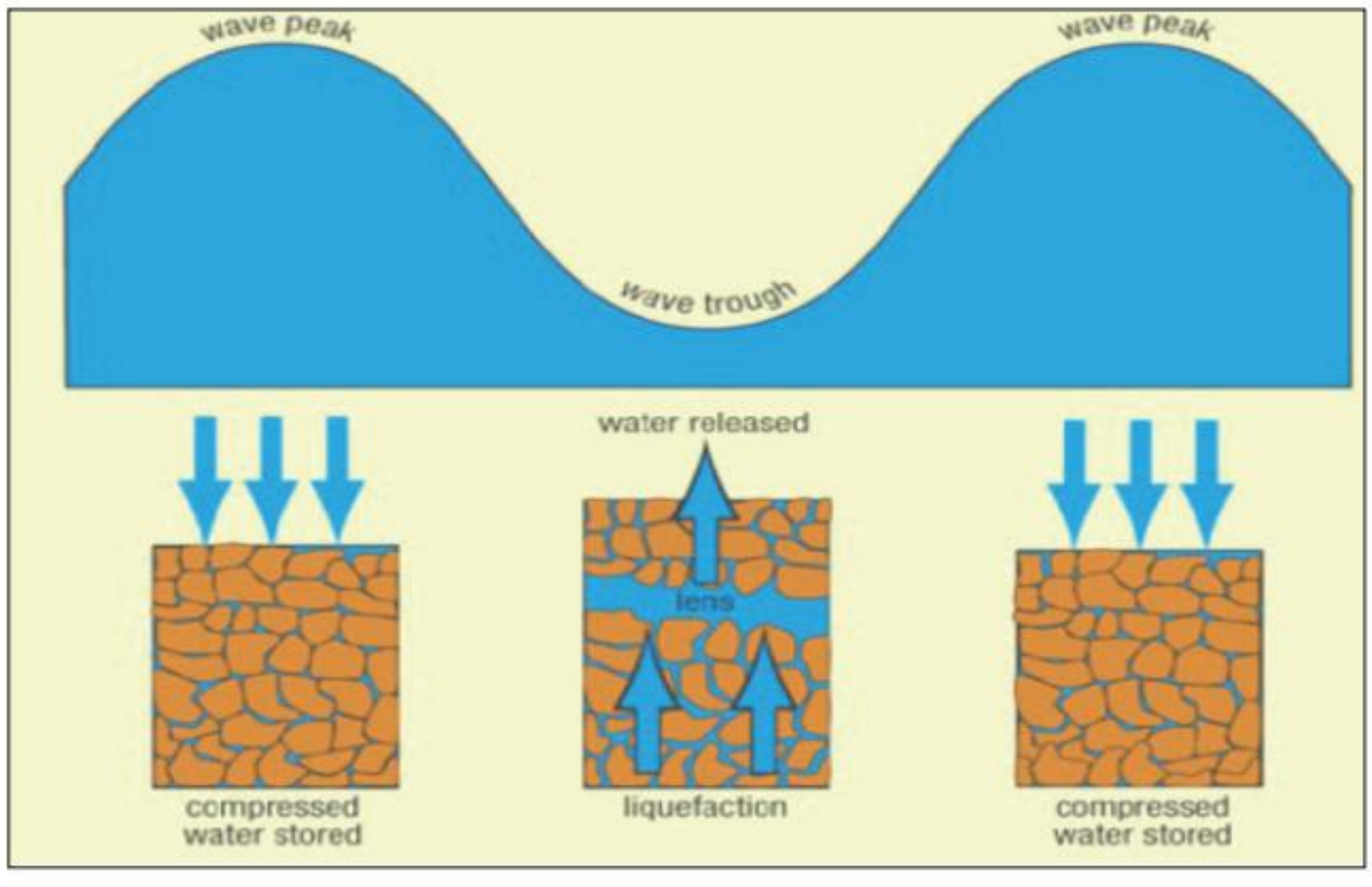
Il Modello Geologico di Riferimento contribuisce, inoltre, alla determinazione della Risposta Sismica Locale (RSL), poiché il moto generato da un terremoto in un sito dipende dalle particolari condizioni locali, ossia dalle caratteristiche morfologico-topografiche e stratigrafiche dei depositi di terreno e degli ammassi rocciosi, e dalle proprietà fisiche e meccaniche dei materiali che li costituiscono. Alla scala della singola opera o del singolo sistema geotecnico, la risposta sismica locale consente di definire le modifiche che un segnale sismico subisce, a causa dei fattori anzidetti. Nelle analisi condotte in condizioni bi-dimensionali è possibile tenere conto dell'amplificazione stratigrafica e morfologica (superficiale e/o profonda) del sito, in quelle mono-dimensionali, invece, si tiene conto soltanto degli effetti stratigrafici.

Il Modello Geologico di Riferimento contribuisce anche alla effettuazione delle ***rigorose analisi di risposta sismica locale RSL*** (NTC 17 §3.2.3.2.1), fortemente raccomandate per categorie speciali di sottosuolo (Tabella 3.2.III delle NTC e Circolare §7.11.3) per determinati sistemi geotecnici o se si intenda aumentare il grado di accuratezza nella previsione dei fenomeni di amplificazione, in quanto si devono definire i seguenti elementi:

- condizioni stratigrafiche e modello di sottosuolo;
- proprietà fisiche e meccaniche degli strati di terreno;
- regime delle pressioni interstiziali;
- profondità e morfologia del substrato rigido o di un deposito ad esso assimilabile.

Durante i terremoti, infine, si possono verificare fluttuazioni dei livelli di falda, analizzati nell'ambito della Relazione Geologica e codificati nel MGR, fluttuazioni

Fig. 6 - Fluttuazioni dei livelli piezometrici e loro influenza sulla liquefazione.



che contribuiscono ad accelerare lo sviluppo di pressioni interstiziali o a produrre fenomeni di sifonamento.

Nella Relazione Geologica le finalità e il grado di definizione degli aspetti geologici sono differenziati in base alla fase progettuale (con riferimento al nuovo Codice degli Appalti). Di seguito è descritto l'apporto dei geologi riferito a ciascuna fase.

Progetto di fattibilità tecnica ed economica

Contiene la documentazione della prefattibilità ambientale dell'opera, con indagini geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche preliminari.

Il *progetto di fattibilità tecnica ed economica* è redatto sulla base dell'avvenuto svolgimento di indagini:

- geognostiche geologiche e geotecniche (definizione del Codice degli Appalti)
- idrologiche ed idrauliche
- sismiche.

Il *progetto di fattibilità tecnica ed economica* evidenzia, con adeguato elaborato cartografico:

- le aree impegnate
- le relative eventuali fasce di rispetto e le occorrenti misure di salvaguardia.

Indica, inoltre:

- le caratteristiche prestazionali (NTC 08 - 17)
- le specifiche funzionali
- le esigenze di compensazioni e di mitigazione dell'impatto ambientale

- i limiti di spesa dell'intervento da realizzare a un livello tale da consentire, già in sede di approvazione del progetto medesimo, salvo circostanze imprevedibili, l'individuazione della localizzazione dell'intervento o del tracciato dell'infrastruttura per le opere a rete, nonché delle necessarie opere compensative e/o di mitigazione dell'impatto ambientale e sociale.

Gli elaborati grafici del progetto di fattibilità, redatti in scala opportuna e debitamente quotati, con le necessarie differenziazioni in relazione alla dimensione, alla categoria e alla tipologia dell'intervento, e tenendo conto della necessità di includere le misure e gli interventi di mitigazione e di compensazione ambientale con la stima dei relativi costi, sono costituiti dagli *elaborati relativi alle indagini e studi preliminari*, in scala adeguata alle dimensioni dell'opera in progettazione:

- carta dell'ubicazione delle indagini eseguite;
- carta geologica, geomorfologica e/o idrogeologica estesa a un ambito significativo;
- sezioni e profili geotecnici;
- planimetrie catastali;
- carta e sezioni geologiche, geomorfologiche e idrogeologiche in scala non inferiore a 1:10.000/1000;
- reticolo idrografico in scala non inferiore a 1:10.000;
- planimetria quotata della strumentazione geotecnica disponibile e/o appositamente installata con indicazione delle caratteristiche degli strumenti e della profondità dei sensori.

Progetto definitivo

La Relazione Geologica (nell'ambito delle Relazioni Specialistiche) comprende, sulla base di specifiche indagini geologiche, eventualmente aggiuntive rispetto a quelle già eseguite per il progetto di fattibilità tecnica ed economica, l'identificazione delle formazioni presenti nel sito, lo studio dei tipi litologici, della struttura e dei caratteri fisici del sottosuolo, definisce il modello geologico del sottosuolo, illustra e caratterizza gli aspetti stratigrafici, strutturali, idrogeologici, geomorfologici, nonché il conseguente livello di pericolosità geologica e del "comportamento" del sito, "in assenza e in presenza di opere", con indagini e prove geognostiche finalizzate al problema specifico.

Sebbene non formulato dal Codice degli Appalti nel modo seguente, si ritiene che, anche sulla scorta di quanto richiesto da leggi e regolamenti regionali vigenti di pari livello gerarchico, per le verifiche sismiche, anche nei casi per i quali sia necessario svolgere specifiche analisi della risposta sismica locale e di valutazione del potenziale di liquefazione, la relazione geologica debba comprendere l'illustrazione delle indagini effettuate, dei procedimenti adottati e dei risultati ottenuti.

Progetto esecutivo

Contiene l'illustrazione delle "problematiche esaminate" e delle "verifiche anali-

tiche in sede di progettazione esecutiva".

Il progetto esecutivo prevede almeno le medesime relazioni specialistiche contenute nel progetto definitivo, che illustrino puntualmente le eventuali indagini integrative, le soluzioni adottate e le modifiche rispetto al progetto definitivo.

Considerazioni conclusive

Ai fini della mitigazione del rischio sismico i fattori riguardanti il sito e il terreno di fondazione, anche in virtù dell'elevato contributo specialistico apportato dalla geologia, hanno assunto oggi una tale importanza da consentire di raggiungere elevati livelli di protezione sismica delle costruzioni, permettendo di effettuare scelte razionali dei siti (microzonazione sismica, pericolosità e fattibilità sismiche per la pianificazione urbanistica e nella gestione delle risorse per la prevenzione), di adottare spettri di progetto realistici e, nel campo dell'interazione terreno-struttura, di scegliere opportune tecniche fondazionali, non tralasciando gli interventi preventivi di miglioramento e/o stabilizzazione degli ammassi terrosi e rocciosi.

Bibliografia essenziale

Agnesi, V., Carrara, A., Macaluso, T., Monteleone, S., Pipitone, G., and Sorriso-Valvo, M.: 1983, *Elementi Tipologici e Morfologici dei Fenomeni di Instabilità dei Versanti Indotti dal Sisma del 1980 (Alta Valle del Sele),* Geologia Applicata e Idrogeologia 18(1), 309–341.

Ambraseys, N.N.: 1976, *The Gemona di Friuli Earthquake of 6 May 1976,* UNESCO Restricted Technical Report RP/1975-76/2.222.3, Part II.

Bozzano, F., Gambino, P., Prestininzi, A., Scarascia Mugnozza, G., and Valentini, G.: 1998, Ground *Effects Induced by the Umbria-Marche Earthquakes of September-October 1997, Central Italy,* Proceedings of the 8th International Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment, Vancouver, Canada, 21-25 September, 1998, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 825–830.

Calabrese L., Martelli L., Severi P.: 2012, *Stratigrafia dell'area interessata dai fenomeni di liquefazione durante il terremoto dell'Emilia (maggio 2012).* Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida. 31° Convegno Nazionale. Potenza Novembre 2012.

Carrara, A., Agnesi, V., Macaluso, T., Monteleone, S., and Pipitone, G.: 1986, *Slope Movements Induced by the Southern Italy Earthquake of November 1980,* Geologia Applicata e Idrogeologia 21(2), 237–250.

Case, W.F.: 1988, *Geologic Effects of the 14 and 18 August, 1988 Earthquakes in Emery County,* Utah, Utah Geological and Mineral Survey, Survey Notes 22, pp. 8–14.

Cheng, J.D., Chen, B.K., Su, R.R., and Yeh, C.L.: 2000, *Landslides Induced by the Disastrous Earthquake on September 21, 1999 in Central Taiwan (Abs.),* European Geophysical Society 25th General Assembly, Nice, France, 2000, Geophysical Research Abstracts.

Cotecchia, V.: 1986, *Ground Deformations and Slope Instability Produced by the Earthquake of 23 November 1980 in Campania and Basilicata,* Proceedings of the International

Symposium on Engineering Geology Problems in Seismic Areas, Bari, Italy vol. 5, pp. 31–100.

Cotecchia, V. and Del Prete, M.: 1984, *The Reactivation of Large Flows in the Parts of Southern Italy Affected by the Earthquake of November 1980, with Reference to the Evolutive Mechanism,* Proceedings of the Fourth International Symposium on Landslides, Toronto, vol. 2, pp. 33–37.

Cotecchia, V., Guerricchio, A., and Melidoro, G.: 1986, *The Geomorphogenetic Crisis Triggered by the 1783 Earthquake in Calabria (Southern Italy),* Proceedings of the International Symposium on Engineering Geology Problems in Seismic Areas, Bari, Italy, vol. 6, pp. 245–304.

Esposito, E., Porfido, S., Simonelli, A.L., Mastrolorenzo, G., and Iaccarino, G.: 2000, *Landslides and Other Surface Effects Induced by the 1997 Umbria-Marche Seismic Sequence,* Engineering Geology 58, 353–376.

Govi, M. and Sorzana, P. F.: 1977, *Effetti Geologici del Terremoto,* Frane, Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 83, 329–368.

Holzer, T.L. (ed.): 1998, *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 - Liquefaction,* U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-B.

Jibson, R.W.: 1985, *Landslides Caused by the 1811-12 New Madrid Earthquakes,* Ph.D. Dissertation, Stanford University.

Jibson, R.W. and Harp, E.L.: 1996, *The Springdale, Utah, Landslide: An Extraordinary Event,* Environmental & Engineering Geoscience 2, 137–150.

Jibson, R.W., Harp, E.L., and Michael, J.A.: 2000, *A Method for Producing Digital Probabilistic Seismic Landslide Hazard Maps,* Engineering Geology 58, 271–289.

Keefer, D.K.: 1984, *Landslides Caused by Earthquakes,* Geological Society of America Bulletin 95, 406–421.

Keefer, D. K. (ed.): 1998, *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 -* Landslides: U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-C.

Keefer, D.K.: 1999, *Earthquake-induced Landslides and Their Effects on Alluvial Fans,* Journal of Sedimentary Research 69, 84–104.

Lanzo G., Silvestri F.: 1999, *Risposta sismica locale - Teoria ed esperienze.* Hevelius Edizioni .

Prestininzi, A. and Romeo, R.: 2000, *Earthquake-induced Ground Failures in Italy,* Engineering Geology 58, 387–397.

Weber, G.E. and Nolan, J.M., 1989, *Landslides and Associated Ground Failure in the Epicentral Region of the October 17, 1989 Loma Prieta Earthquake,* Final Technical Report to U.S. Geological Survey under Contract 14-08-0001-G1861.

[2.3]
UNA STRATEGIA DI PREVENZIONE DEL RISCHIO SISMICO: L'ANALISI DELLA CONDIZIONE LIMITE PER L'EMERGENZA

Fabrizio Bramerini [(1)]***, Gianluca Carbone*** [(2)]***,***
Sergio Castenetto [(1)]***, Giuseppe Naso*** [(1)]***, Mauro Dolce*** [(1)]

[(1)] Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento della protezione civile

[(2)] Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria

Fabrizio.Bramerini@protezionecivile.it

Introduzione

A seguito del terremoto aquilano del 6 aprile 2009, con l'articolo 11 della legge 24 giugno 2009, n. 77, sono stati previsti finanziamenti per interventi di prevenzione del rischio sismico sull'intero territorio nazionale, autorizzando una spesa complessiva di circa 965 milioni di euro ripartiti in sette annualità a partire dal 2010. L'attuazione dell'art. 11 è affidata al Dipartimento della protezione civile (DPC) ed è regolata attraverso ordinanze a carattere annuale del Presidente del Consiglio dei Ministri (attualmente del Capo del Dipartimento della protezione civile)

In tali ordinanze vengono definite quattro azioni di intervento:

a) indagini di Microzonazione Sismica (MS) e analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE);
b) interventi strutturali su edifici di interesse strategico od opere infrastrutturali;
c) interventi strutturali su edilizia privata;
d) interventi urgenti su strutture pubbliche a carattere strategico.

Uno degli aspetti qualificanti di tali ordinanze è determinato dall'individuazione della microzonazione sismica come strumento chiave per l'avvio di una strategia di mitigazione del rischio sismico per i comuni, a scala territoriale.

Infatti vengono sanciti, con l'assenso di tutte le istituzioni coinvolte, alcuni principi rivolti a dare operatività e concretezza al programma finanziato:

- gli studi di MS devono essere recepiti nella pianificazione comunale e devono essere adottati metodi e standard comuni per l'intero territorio nazionale;

- gli interventi sul territorio finalizzati alla mitigazione del rischio sismico devono essere fra di loro coordinati, a partire dalla verifica di efficienza dei sistemi di gestione dell'emergenza.

Le ordinanze sopra riportate concedono contributi alle Regioni previo cofinanziamento della spesa in misura non superiore al 50% del costo degli studi di MS. Le Regioni, sentiti gli Enti Locali interessati, individuano con proprio provvedimento i Comuni nei quali è prioritaria la realizzazione degli studi, nell'ambito dei 3.896 Comuni a media e alta pericolosità sismica (accelerazione del suolo in caso di sisma non inferiore a 0,125) .

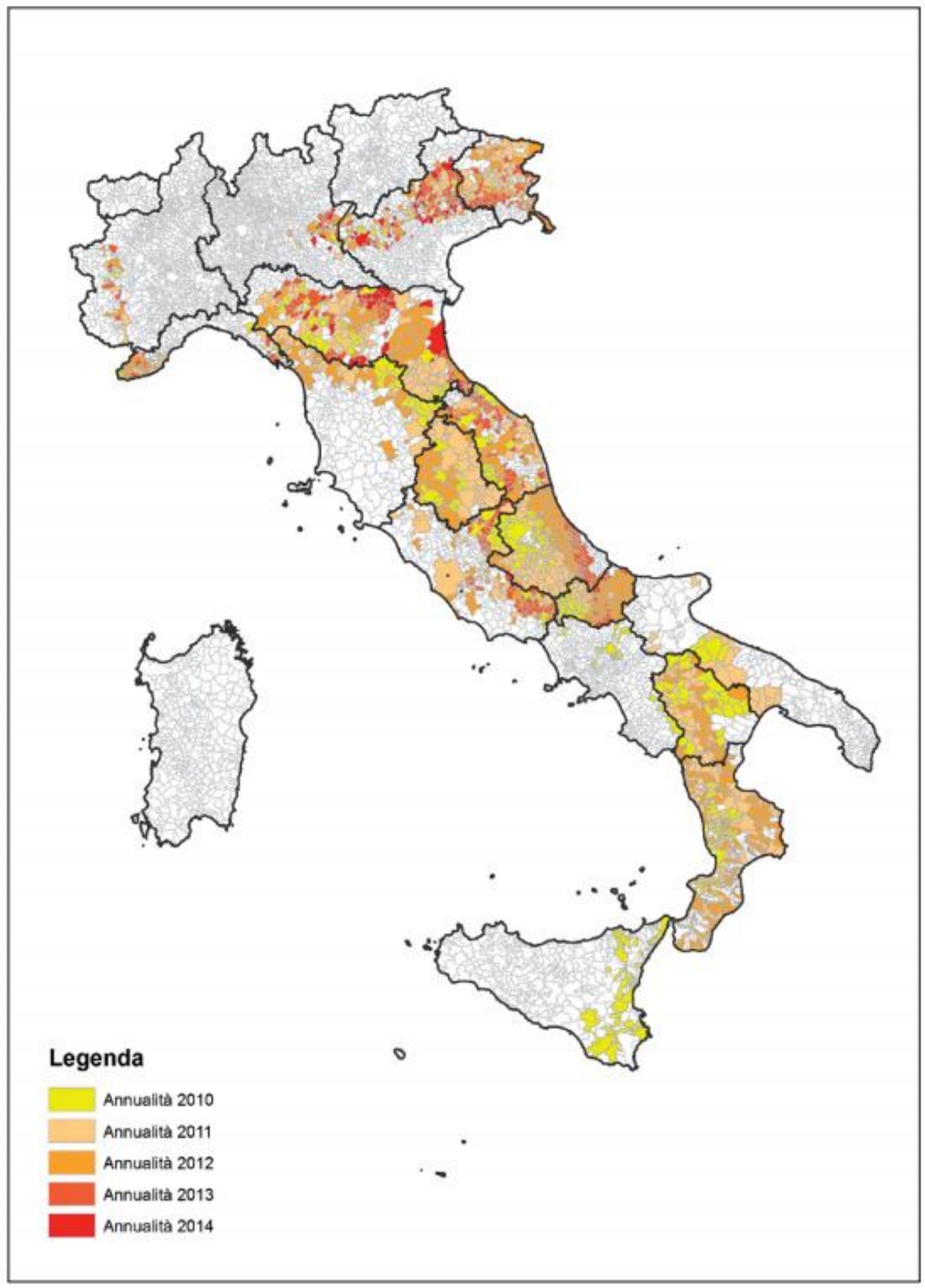
Per attuare il mandato normativo viene istituita una Commissione Tecnica (CT) interistituzionale di coordinamento che predispone documenti tecnici, indirizza e monitora le attività e verifica lo stato di attuazione su tutto il territorio nazionale.[1] Il DPC, assieme al CNR-IGAG, ha costituito una struttura di segreteria per le istruttorie della CT. Gli studi di MS vengono approvati dalle Regioni, sentita la CT.

Con la prima annualità finanziata (OPCM 3907/2010) sono stati individuati 401 Comuni, in cui svolgere gli studi di MS: con le quattro annualità successive sono stati programmati e in parte realizzati studi di MS su altri 1891 comuni, per complessivi (ad oggi) 2292 comuni e sui quali sono in corso le istruttorie da parte della CT (Fig 1.1).

Con la seconda annualità (OPCM 4007/2012) viene introdotta l'analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE): ad oggi, sono state realizzate o in corso di rea-

1 COMMISSIONE TECNICA PER LA MICROZONAZIONE SISMICA (ex art. 5 OPCM 3907/2010)
Mauro Dolce (DPC, Presidente), Walter Baricchi (Consiglio Nazionale degli Architetti Pianificatori Paesaggisti Conservatori), Fabrizio Bramerini (DPC), Sergio Castenetto (DPC, segreteria tecnica), Serafino Frisullo (Collegio nazionale geometri), Giuseppe Ianniello (Ministero delle Infrastrutture e dei trasporti), Luca Lo Bianco (UNCEM), Luca Martelli (Conferenza Unificata), Rossella Monaco (Conferenza Unificata), Raffaele Nardone (Consiglio nazionale dei Geologi), Giuseppe Naso (DPC), Antonio Ragonesi (ANCI), Fabio Sabetta (DPC), Raffaele Solustri (Consiglio nazionale degli Ingegneri), Elena Speranza (DPC)
Rappresentanti delle Regioni e delle Province autonome
Maria Basi (Regione Abruzzo), Gerardo Colangelo (Regione Basilicata), Giovanna Petrungaro (Regione Calabria), Crescenzo Minotta (Regione Campania), Luca Martelli (Regione Emilia - Romagna), Graziano Cecchi (Regione Friuli-Venezia Giulia), Adelaide Sericola (Regione Lazio), Daniele Bottero (Regione Liguria), Silvio De Andrea (Regione Lombardia), Pierpaolo Tiberi (Regione Marche), Rossella Monaco (Regione Molise), Vittorio Giraud (Regione Piemonte), Angelo Carlo Sileo (Regione Puglia), Andrea Motti (Regione Umbria), Massimo Baglione (Regione Toscana), Massimo Broccolato (Regione Valle d'Aosta), Enrico Schiavon (Regione Veneto), Giovanni Spampinato (Regione Sicilia), Saverio Cocco (Provincia Autonoma di Trento), Claudio Carrara (Provincia Autonoma di Bolzano)
Hanno inoltre partecipato ai lavori della Commissione tecnica
Giuliano Basso (Regione Veneto), Antonio Colombi (Regione Lazio), Marina Credali (Regione Lombardia), Eugenio Di Loreto (Regione Lazio), Antonio Gerardi (Regione Lazio), Norman Natali (Regione Umbria), Isabella Trulli (Regione Puglia), Rocco Onorati (Regione Basilicata), Giuseppe Iiritano (Regione Calabria), Giorgio Pipponzi (Regione Abruzzo), Antonio Torrisi (Regione Siciliana)
L'attività di supporto e monitoraggio è svolta in accordo con CNR-IGAG (responsabile scientifico Gian Paolo Cavinato e Massimiliano Moscatelli)
Struttura tecnica di supporto
Gianluca Acunzo, Maria Sole Benigni, Flavio Bocchi, Gianluca Carbone, Monia Coltella, Chiara Conte, Noemi Fiorini, Margherita Giuffrè, Federico Mori, Roberto Razzano

Fig. 1.1 - Comuni con studi di MS realizzati o in corso di realizzazione.

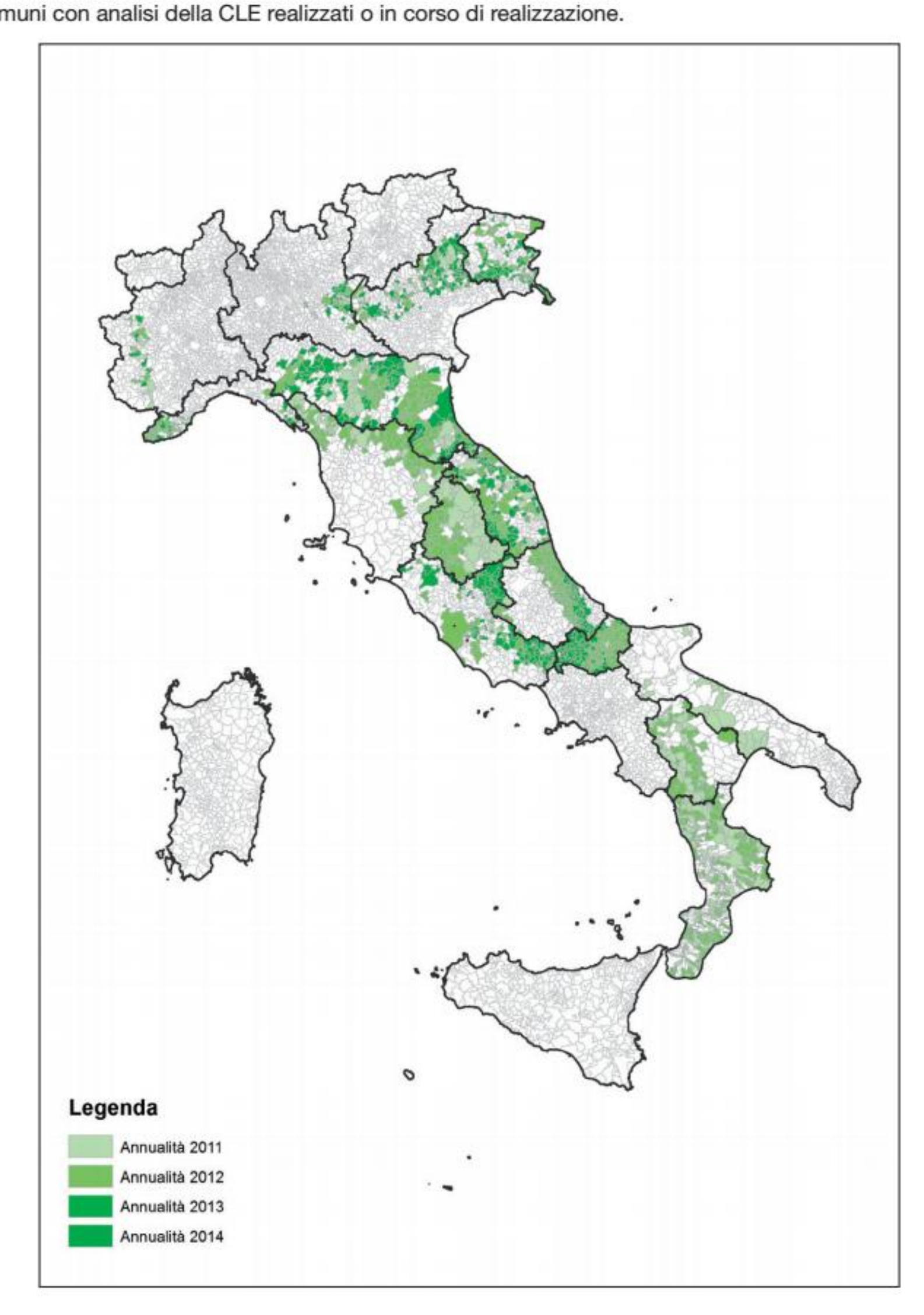


lizzazione in 1796 comuni (Fig. 1.2).

Tale analisi costituisce un primo strumento finalizzato all'integrazione degli interventi sul territorio per la mitigazione del rischio sismico a scala comunale e riguarda l'attività di verifica dei sistemi di gestione dell'emergenza. Una specifica attività di sperimentazione è stata condotta, prima dell'emanazione dell'ordinanza, nel territorio faentino.

I principi generali della "condizione limite" sono stati messi a punto anche grazie all'attività di ricerca e sperimentazione svolta nell'ambito del Progetto Urbisit (Convenzione fra DPC e CNR-IGAG), nel quale vengono approfonditi i temi riguardanti le relazioni fra microzonazione sismica e pianificazione e la definizione concettuale delle "condizioni limite degli insediamenti urbani".

Fig. 1.2 - Comuni con analisi della CLE realizzati o in corso di realizzazione.



Tra le diverse condizioni limite definibili per gli insediamenti urbani, la CLE corrisponde a quella condizione per cui, a seguito di un evento sismico, l'insediamento urbano nel suo complesso subisce danni fisici e funzionali tali da condurre all'interruzione di quasi tutte le funzioni urbane presenti, compresa la residenza. L'insediamento urbano conserva comunque la funzionalità della maggior parte delle funzioni strategiche per l'emergenza e la loro connessione ed accessibilità rispetto al contesto territoriale.

L'analisi della CLE deve essere sempre condotta in concomitanza con gli studi di MS e, come per questi ultimi, devono essere seguite modalità di rilevamento e archi-

viazione secondo specifici Standard (Analisi della Condizione Limite per l'Emergenza. CLE. Standard di rappresentazione e archiviazione informatica, versione 3.0.1)[2].

Per l'analisi della CLE di uno specifico insediamento è indispensabile innanzitutto identificare:

- le strutture finalizzate alla gestione dell'emergenza;
- il sistema di interconnessione fra tali strutture e il sistema di accessibilità rispetto al contesto territoriale.

Obiettivo generale dell'analisi è quello di avere il quadro generale di funzionamento dell'insediamento urbano per la gestione dell'emergenza sismica.

In funzione di tale obiettivo, sia per le strutture finalizzate alla gestione dell'emergenza che per il sistema di interconnessione e accessibilità, è necessario acquisire le informazioni minime indispensabili per la loro individuazione. A tal fine sono state predisposte 5 Schede specifiche di rilevamento (Fig. 1. 3):

- Scheda ES: Edifici Strategici
- Scheda AE: Aree di Emergenza
- Scheda AC: infrastrutture di Accessibilità/Connessione
- Scheda AS: Aggregati Strutturali
- Scheda US: Unità Strutturali.

Queste Schede sono state approvate dalla CT ed emanate con decreto del Capo Dipartimento della protezione civile. Un apposito software in libera distribuzione (SoftCLE) facilita le attività di inserimento dati.

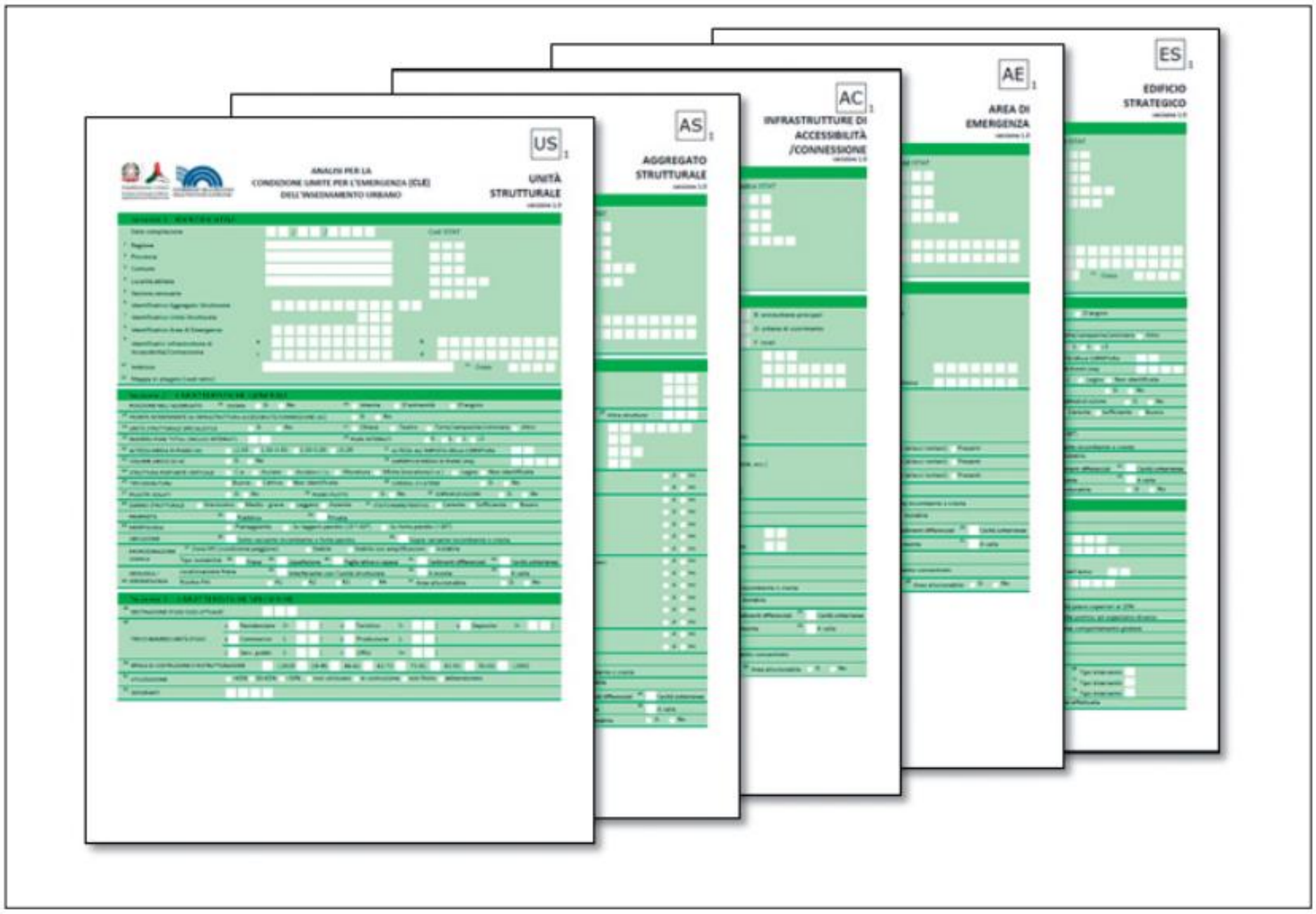
Le Schede così predisposte implicitamente definiscono il modello di sistema di gestione dell'emergenza, sostanzialmente basato sull'identificazione di manufatti con diversi ruoli. Da una parte l'espletamento di funzioni di gestione (le funzioni strategiche), dall'altra l'accessibilità generale al sistema fisico dove vengono espletate tali funzioni.

Dalla lettura delle Schede si evince che il campo di rilevamento informativo è limitato alle caratteristiche fisiche e di uso dei manufatti, escludendo informazioni riguardanti il modello organizzativo e le componenti funzionali di servizio (impianti di vario tipo) e di approvvigionamento.

Oltre alle Schede, la cartografia costituisce il supporto di base per effettuare l'analisi della CLE. Vengono rilevate le caratteristiche principali, le relazioni nello specifico insediamento considerato, identificando, inoltre, i principali fattori di criticità potenziale che possono influire sulle prestazioni. Tutte le informazioni rilevate attraverso le Schede costituiscono la base conoscitiva minima per poter effettuare valutazioni in termini di complessità del sistema di emergenza esistente e per effettuare valutazioni sui possibili percorsi di approfondimento e "diagnosi" finalizzate al miglioramento del sistema stesso.

2 Standard e altra documentazione tecnica su MS e analisi della CLE è disponibile all'indirizzo http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/commissione_opcm_3907.wp

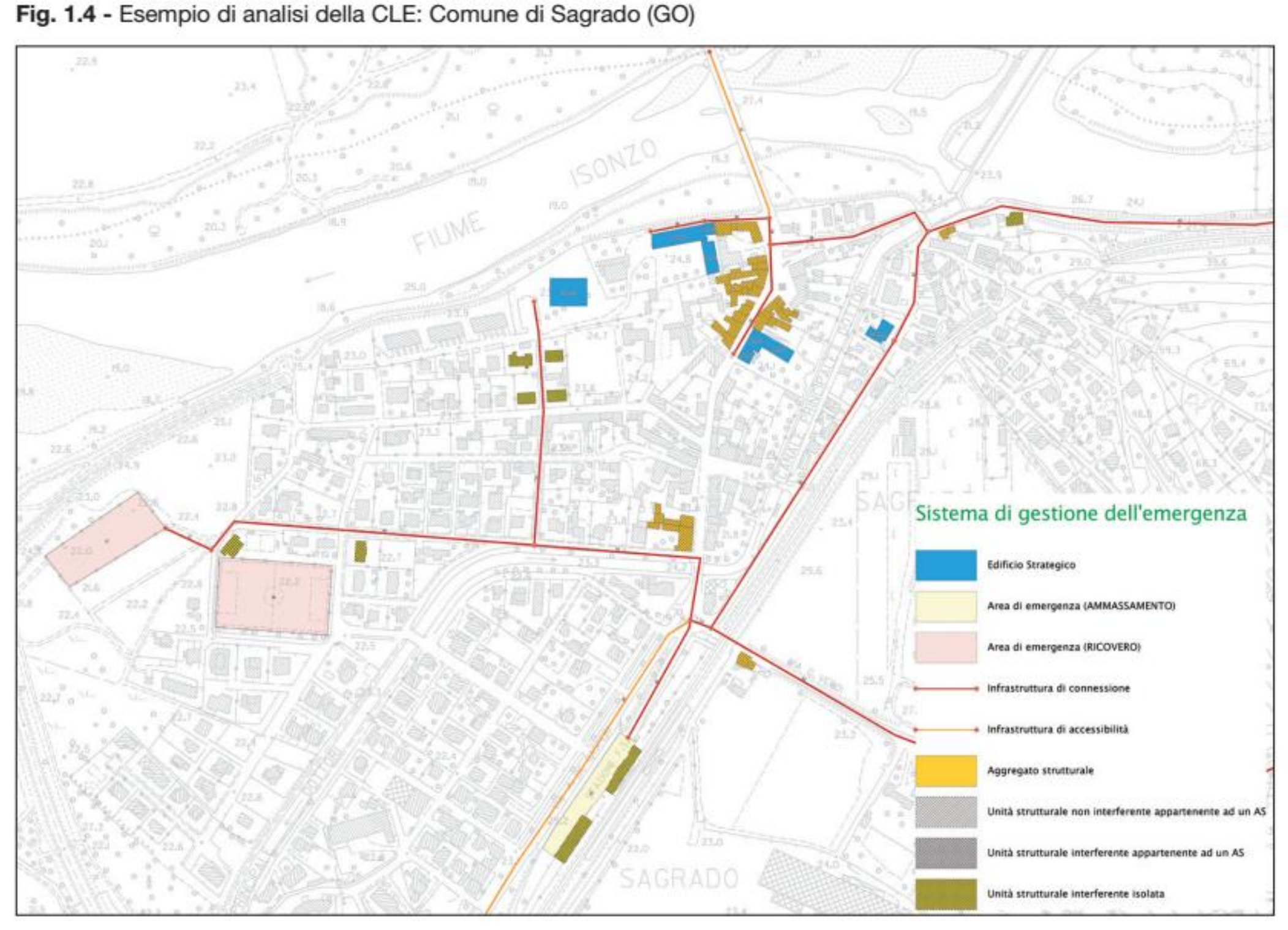
Fig. 1.3 - Le schede per l'analisi della CLE.



Le Schede sono strutturate in maniera tale da costituire un primo livello conoscitivo (livello 1), in cui rientrano alcune conoscenze di base prevalentemente di tipo qualitativo. Per ogni tipo di Scheda vengono raccolte informazioni generali, dati di esposizione, di vulnerabilità e dati in cui si considera il rapporto con la morfologia del terreno e con la MS. In altri termini vengono rilevati dati ritenuti fondamentali per un primo approccio valutativo in termini di rischio.

L'analisi della CLE condotta attraverso le Schede ha come obiettivo la ricognizione della situazione attuale, costituisce una verifica a posteriori sulla pianificazione di emergenza, e non costituisce uno strumento di progetto (Fig. 1. 4). Per questa ragione, i singoli elementi considerati sono da identificare innanzitutto a partire dai piani di emergenza, dai piani urbanistici o da altri documenti già esistenti con finalità analoghe. Solo in caso di inesistenza, o di inadeguatezza di simili documenti si potrà procedere *ex novo* in fase di analisi, riportando le infrastrutture, le aree di emergenza e gli edifici già riconosciuti e utilizzati come strategici (anche se non riportati come tali all'interno di strumenti di piano) o, al limite, individuandoli *ex novo* come elementi necessari alla gestione dell'emergenza.

Fig. 1.4 - Esempio di analisi della CLE: Comune di Sagrado (GO)



L'OPCM 4007 prevede che le Regioni recepiscano quanto effettuato attraverso l'analisi della CLE in termini di ricadute nella pianificazione, così come sono stati recepiti gli studi di MS in attuazione di quanto previsto nella precedente OPCM 3907.

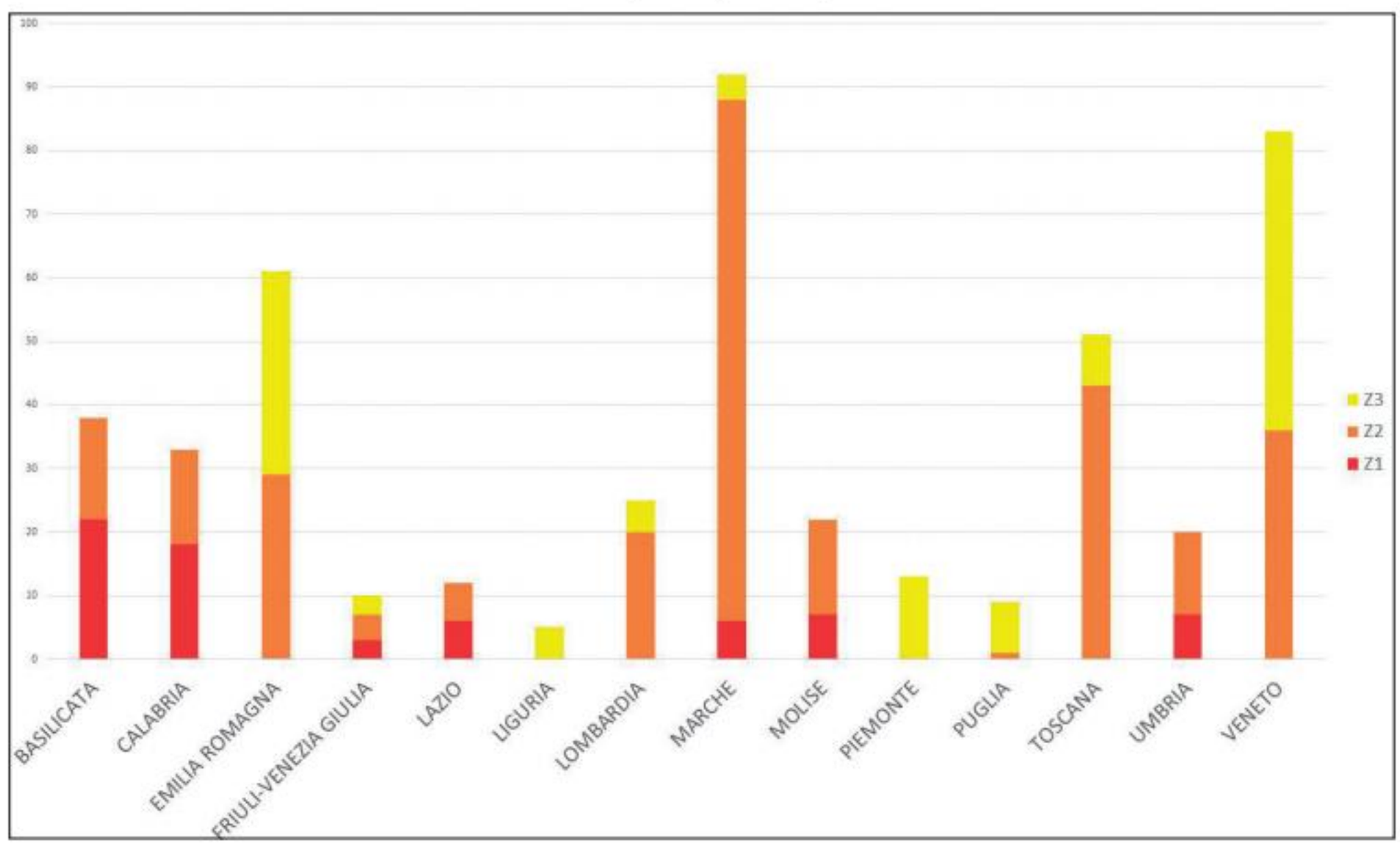
Stato di attuazione

Un primo quadro sintetico su quanto fino ad oggi realizzato con l'analisi della CLE può essere desunto dall'attività istruttoria svolta dalla Commissione Tecnica che ha validato, a oggi, 474 analisi relative a tre annualità. Tali analisi, riferibili ad altrettanti comuni, sono distribuite in quattordici Regioni (Fig. 1.5)[3].

Considerando la pericolosità sismica di base (espressa dalla classificazione sismica: zone Z1-Z4), il 36% dei comuni italiani ricade in Z3, il 27% in Z2 e il 28% in Z4. In Z1, a più elevata pericolosità, ricade solo il 9% dei comuni italiani. La maggior parte dei comuni del campione analizzato è concentrata in Z2 e Z3 e solo 69 comuni sono in Z1 (Tabella 1)[4].

3 Non sono stati analizzati comuni in zona 4.
4 La base dati della classificazione sismica è aggiornata al 2016.

Fig. 1.5 - Distribuzione delle analisi della CLE validate per Regione e per zona sismica.



Classe di popolazione	Numero comuni per zone sismiche					Numero comuni per zone sismiche con CLE				
	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop≤5.000	5706	595	1440	1922	1749	254	64	154	36	-
5.000<Pop≤10.000	1190	68	350	495	277	99	3	62	34	-
Pop>10.000	1231	42	436	487	266	121	2	64	55	-
Totale	8127	705	2226	2904	2292	474	69	280	125	-

Tabella1 – Comuni per classe di popolazione e per zone sismiche

Nel 2016 oltre i due terzi della popolazione (42 milioni di abitanti circa) viveva in comuni con oltre 10.000 abitanti e i restanti 19 milioni circa in comuni con meno di 10.000 abitanti (Tabella 2). La popolazione dei comuni esaminati è pari a quasi 5,2 milioni ed è prevalentemente concentrata in comuni con popolazione maggiore di 10.000 abitanti in Z2 e Z3.

Classe di popolazione	Abitanti comuni per zone sismiche					Abitanti comuni per zone sismiche con CLE				
	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4	Totale	Z1	Z2	Z3	Z4
Pop≤5.000	10,2	1,1	2,8	3,6	2,8	0,6	0,1	0,3	0,1	-
5.000<Pop≤10.000	8,4	0,4	2,5	3,5	1,9	0,7	0,0	0,5	0,2	-
Pop>10.000	42,3	1,4	17,0	16,1	7,9	3,9	0,1	2,0	1,8	-
Totale	60,9	2,9	22,3	23,2	12,6	5,20	0,2	2,8	2,1	-

Tabella 2 - Abitanti (in milioni) per classe di popolazione e per zone sismiche

Complessivamente sono state compilate, per le 474 analisi, 73.243 schede. La gran parte è costituita da schede AC e US, che rappresentano oltre il 78% delle schede. Le schede AS sono circa l' 11% del totale e il restante 11% è costituito da schede ES e AE (Tabella 3).

Classe di popolazione	Comuni con CLE	ES	AE	AC	AS	US	AC/ (ES+AE)
Pop≤5.000	254	1315	1202	4046	3085	15531	1,6
5.000<Pop≤10.000	99	985	665	2624	1661	9841	1,6
Pop>10.000	121	2245	1442	5469	3348	19784	1,5
Totale	474	4545	3309	12139	8094	45156	1,5

Tabella 3 – Numero di schede per classe di popolazione e per tipo di scheda

Il numero medio di schede ES per comune è 9,6 (Tabella 4), ma nei comuni con oltre 10.000 abitanti tale numero raddoppia (18,5) e nei piccoli comuni, con abitanti inferiori a 5.000 unità, il numero medio di schede ES è pari a 5,2. Anche per le aree di emergenza si ripropongono questi rapporti: il numero medio di schede AE per comune è 7, nei comuni con popolazione superiore a 10.000 abitanti tale numero quasi raddoppia (11,9) e nei comuni piccoli (popolazione minore di 5.000 abitanti) il numero delle aree di emergenza è mediamente 4,7.

Per quanto riguarda gli edifici interferenti, mediamente sono state compilate circa 17 schede AS e 95,3 US per comune. Per i comuni con popolazione inferiore a 10.000 abitanti, le schede AS sono mediamente comprese fra 12,1 e 16,8 e le schede US fra 61,1 e 99,4. Mentre per i comuni con popolazione superiore a 10.000 abitanti tali numeri si incrementano decisamente attestandosi su 27,7 schede AS e 163,5 US mediamente inserite per comune.

Dei 474 comuni analizzati, 138 hanno meno di 3 edifici strategici (Tabella 5) e 122 comuni hanno oltre 10 edifici strategici. Di questi ultimi 21 hanno meno di 5.000 abitanti. Centocinquanta comuni hanno meno di 3 aree di emergenza (Tabella 6) e 80 comuni hanno oltre 10 aree di emergenza. Di questi, 16 hanno popolazione inferiore ai 5.000 abitanti. Sono presenti anche due comuni senza aree di emergenza (Arsiè in Veneto e Broccostella nel Lazio).

Classe di popolazione	Comuni con CLE	ES per comune	AE per comune	AC per comune	AS per comune	US per comune
Pop≤5.000	254	5,2	4,7	15,9	12,1	61,1
5.000<Pop≤10.000	99	9,9	6,7	26,5	16,8	99,4
Pop>10.000	121	18,5	11,9	45,2	27,7	163,5
Totale	474	9,6	7,0	25,7	17,1	95,3

Tabella 4 – Numero medio di schede per classe di popolazione e per singolo comune

Classe di popolazione	Totale comuni	1-3	4-6	7-10	>10
Pop≤5.000	254	98	88	47	21
5.000<Pop≤10.000	99	26	15	20	35
Pop>10.000	121	11	22	22	66
Totale	474	138	125	89	122

Tabella 5 – Comuni per classe di popolazione e numero di ES

Classe di popolazione	Totale comuni	1-3	4-6	7-10	>10
Pop≤5.000	253	111	86	40	16
5.000<Pop≤10.000	98	26	35	23	14
Pop>10.000	121	13	23	35	50
Totale	472	150	144	98	80

Tabella 6 - Comuni per classe di popolazione e numero di AE

Le schede delle interconnessioni fra edifici strategici e aree di emergenza sono compilate, nella gran parte dei casi, per estensioni lineari inferiori ai 10 km (Tabella 7). In 19 comuni, tutti con popolazione superiore ai 10.000 abitanti, esistono delle infrastrutture di connessione lunghe oltre 50 km.

Classe di popolazione	Totale comuni	Estensione infrastrutture di Accessibilità (km)			Totale comuni	Estensione infrastrutture di Connessione (km)		
		1-10	10-50	50-100		1-10	10-50	50-100
Pop≤5.000	254	199	53	2	254	181	73	-
5.000<Pop≤10.000	99	75	23	1	98	42	56	-
Pop>10.000	121	61	58	2	121	29	73	19
Totale	474	335	134	5	473	252	202	19

Tabella 7 - Comuni per classe di popolazione e per estensione delle infrastrutture (km)

Quasi tutti i comuni presentano AS interferenti (Tabella 8). 236 comuni su 474 hanno oltre 30 US interferenti e solo 59 comuni ne hanno meno di 5.

Classe di popolazione	Totale comuni	Numero AS interferenti				Totale comuni	Numero US interferenti			
		0-5	6-10	10-30	>30		0-5	6-10	10-30	>30
Pop≤5.000	254	94	51	94	15	254	33	18	93	110
5.000<Pop ≤10.000	99	29	17	39	14	99	14	6	32	47
Pop>10.000	121	17	19	53	32	121	12	4	26	79
Totale	474	140	87	186	61	474	59	28	151	236

Tabella 8 – Comuni per classe di popolazione, e per numero di AS e US interferenti

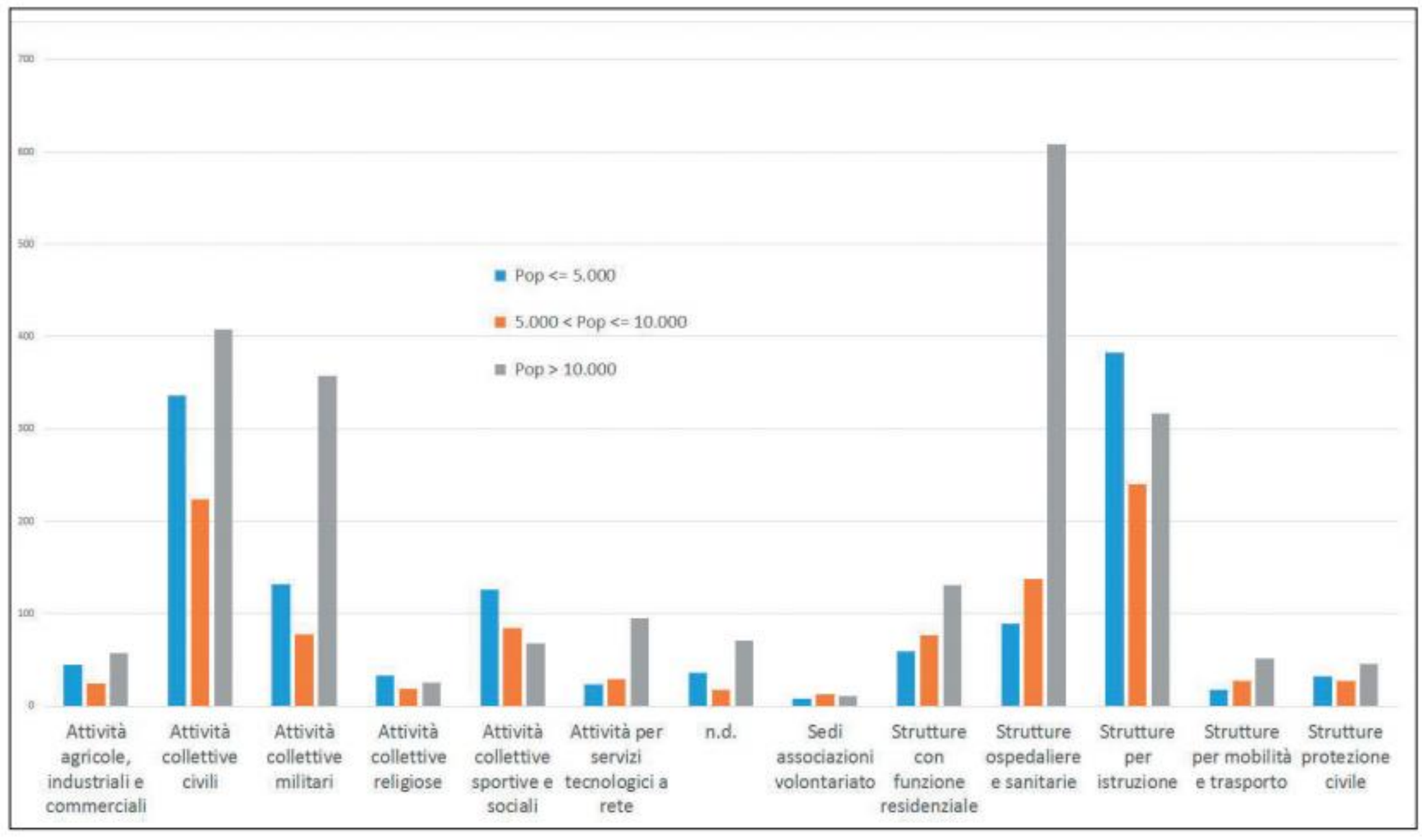
Edifici Strategici

Dall'analisi delle destinazioni d'uso degli edifici strategici (Tabella 9 e Tabella 10) si rileva che circa la metà sono distribuiti fra Attività collettive civili (21,2% degli edifici strategici), Strutture ospedaliere (18,3%) e Attività collettive militari (12,4%). I restanti edifici sono prevalentemente costituiti da Strutture per l'istruzione (20,6%). Come era facilmente ipotizzabile, nei comuni piccoli la percentuale di edifici in cui si svolgono attività collettive civili (ossia i Municipi), rispetto al totale degli edifici strategici, sale (25,5%) e quella relativa alle strutture ospedaliere si abbatte (6,8%). Da un'analisi di dettaglio si evince che quest'ultima percentuale è data da strutture ambulatoriali. Sempre nei comuni piccoli aumenta invece considerevolmente la percentuale di scuole (29%).

Destinazione d'uso	Totale	Pop≤5.000	5.000<Pop≤10.000	Pop>10.000
Strutture per istruzione	940	383	240	317
Strutture ospedaliere e sanitarie	835	89	138	608
Attività collettive civili	968	336	224	408
Attività collettive militari	567	132	78	357
Attività collettive religiose	76	33	18	25
Attività collettive sportive e sociali	278	126	84	68
Attività per servizi tecnologici a rete	147	23	29	95
Strutture per mobilità e trasporto	95	17	27	51
Strutture con funzione residenziale	267	59	77	131
Attività agricole, industriali e commerciali	126	45	24	57
Strutture protezione civile	105	32	27	46
Sedi associazioni volontariato	32	8	13	11
n.d.	124	36	17	71
Totale	4560	1319	996	2245

Tabella 9 – Edifici strategici per classe di popolazione e per destinazione d'uso (valori assoluti)

Fig. 1.6 - Edifici strategici per classe di popolazione e per destinazione d'uso (valori assoluti).



Destinazione d'uso	Totale	Pop≤5.000	5.000<Pop≤10.000	Pop>10.000
Strutture per istruzione	20,6	29,0	24,1	14,1
Strutture ospedaliere e sanitarie	18,3	6,8	13,9	27,1
Attività collettive civili	21,2	25,5	22,5	18,2
Attività collettive militari	12,4	10,0	7,8	15,9
Attività collettive religiose	1,7	2,5	1,8	1,1
Attività collettive sportive e sociali	6,1	9,6	8,4	3,0
Attività per servizi tecnologici a rete	3,2	1,7	2,9	4,2
Strutture per mobilità e trasporto	2,1	1,3	2,7	2,3
Strutture con funzione residenziale	5,9	4,5	7,7	5,8
Attività agricole, industriali e commerciali	2,8	3,4	2,4	2,5
Strutture protezione civile	2,3	2,4	2,7	2,1
Sedi associazioni volontariato	0,7	0,6	1,3	0,5
n.d.	2,7	2,7	1,7	3,2
Totale	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabella 10 – Edifici strategici per classe di popolazione e per destinazione d'uso (valori percentuali).

Il 26,6% degli edifici rilevati (1258 su 4560), inoltre, ospita una o più delle funzioni di gestione dell'emergenza, comprese le strutture utilizzate per il ricovero coperto della popolazione (Tabella 11): prevalentemente sono state rilevate le sedi COC (circa il 59%)

e strutture per il ricovero (23,5%).

Classe di popolazione	Totale	Gestione dell'emergenza					
		Ccs	Dicomac	Com	Coi	Coc	Ricovero
Pop≤5.000	538	31	8	21	4	350	124
5.000<Pop≤10.000	304	7	4	24	5	160	104
Pop>10.000	416	35	6	52	22	233	68
Totale	1258	73	18	97	31	743	296

Tabella 11 – Edifici strategici per classe di popolazione e per struttura di gestione dell'emergenza (valori assoluti)

Nella Tabella 12 sono evidenziate le caratteristiche generali degli edifici strategici rilevati. Meno della metà degli edifici rilevati non fa parte di aggregati strutturali (49%) e quasi il 70% ha un volume superiore ai 1.000 mc. Dall'analisi delle tipologie strutturali si rileva che metà sono edifici in cemento armato e il 25% in muratura.

Classe di popolazione	Totale ES	Isolati	Volume		Struttura						
			>1000 mc	<1000 mc	C.a.	Acciaio	Acciaio – c.l.s.	Muratura	Mista	Legno	Altro
Pop≤5.000	1319	756	846	448	634	33	13	386	190	34	29
5.000<Pop≤10.000	996	517	659	320	476	30	28	254	168	6	34
Pop>10.000	2245	992	1680	492	1288	50	43	500	206	22	136
Totale	4560	2265	3185	1260	2398	113	84	1140	564	62	199

Tabella 12 – Edifici strategici per classe di popolazione e per caratteristiche generali

Nella Tabella 13, invece, sono evidenziate le caratteristiche specifiche degli edifici rilevati. Quasi il 40% di questi sono stati costruiti prima del 1974 e solo su 419 edifici, su un totale di 4560 edifici, sono stati effettuati interventi di miglioramento o adeguamento sismico. Sul 72% degli edifici strategici, infine, non è stata effettuata la verifica sismica.

Classe di popolazione	Totale ES	Anno di costruzione				Miglior/ adeguam	Verifica sismica			
		n.d.	prima '74	'74 –'81	dopo '81		n.d.	Effett. (dpc)	Effett. (altro)	Non effett.
Pop≤5.000	1319	65	570	165	519	216	67	99	204	949
5.000<Pop≤10.000	996	64	447	108	377	76	47	66	112	771
Pop>10.000	2245	269	839	224	913	127	349	63	273	1560
Totale	4560	398	1856	497	1809	419	463	228	589	3280

Tabella 13 – Edifici strategici classe di popolazione e per caratteristiche specifiche

Considerando l'intersezione con le informazioni di MS, dall'analisi degli studi pervenuti, è emerso che il 18,6% degli edifici strategici ricade in zona instabile (Tabella 14 e Tabella 15) e solo il 6% ricade in zona stabile. La restante parte degli edifici strategici (73,5%) ricade in zone stabili suscettibili di amplificazione.

Classe di popolazione	Totale ES	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop≤5.000	1319	24	146	945	204
5.000<Pop ≤10.000	996	16	54	771	155
Pop>10.000	2245	43	76	1636	490
Totale	4560	83	276	3352	849

Tabella 14 – Edifici strategici per classe di popolazione e per localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori assoluti)

Classe di popolazione	Totale ES	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop≤5.000	28,9	1,8	11,1	71,7	15,5
5.000<Pop≤10.000	21,9	1,6	5,4	77,1	15,6
Pop>10.000	49,2	1,9	3,4	72,9	21,8
Totale	100,0	1,8	6,5	73,5	18,6

Tabella 15 – Edifici strategici per classe di popolazione del comune e per localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori percentuali)

Esaminando la tipologia di instabilità (Tabella 16) in cui ricadono gli edifici strategici è evidente la preponderanza di fenomeni di liquefazione (578 edifici, equivalente al 63%). I restanti edifici ricadono in zone di faglia attiva e capace (6,9%) o in frana (19%).

Classe di popolazione	Totale	Frane	Liquefazioni	Faglie	Cedimenti differenziali	Cavità
Pop≤5.000	189	22	119	38	10	
5.000<Pop≤10.000	222	111	50	14	26	21
Pop>10.000	505	41	409	11	26	18
Totale	916	174	578	63	62	39

Tabella 16 – Edifici strategici per classe di popolazione del comune e per localizzazione di zona instabile

Aree d'Emergenza

Dall'analisi delle tipologie di aree (Tabella 17), si rileva che le aree di emergenza rilevate (mediamente 7 aree per comune) sono per lo più destinate al ricovero della popolazione in caso di emergenza (64%).

Classe di popolazione	Totale AE	Tipo			Superficie media (ha)	N° medio per Comune	Infrastrutture		
		Ammassamento	Ricovero	Ammassamento - ricovero			Assenti	Parzialmente assenti	Presenti
Pop≤5.000	599	180	363	54	1,04	6	9	305	285
5.000<Pop≤10.000	1036	297	601	138	0,65	4	55	527	454
Pop>10.000	1264	264	905	95	1,58	10	38	735	491
Totale	2899	741	1869	287	1,13	7	102	1567	1230

Tabella 17 – Aree di emergenza per classe di popolazione e per caratteristiche generali

Per quanto riguarda l'intersezione con le informazioni di MS, risulta molto più contenuto il problema delle AE che ricadono in zone instabili, anche se la localizzazione di 597 aree finalizzate all'ammassamento o al ricovero in tali zone (20,6%) appare sicuramente incongrua (Tabella 18). La tipologia di instabilità prevalente (Tabella 19, Tabella 20) è suddivisa tra frane e fenomeni di liquefazione (526 aree su 639).

Classe di popolazione	Totale AE	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop≤5.000	599	5	36	443	115
5.000<Pop ≤10.000	1036	36	112	718	170
Pop>10.000	1264	42	77	833	312
Totale	2899	83	225	1994	597

Tabella 18 – Aree d'emergenza per classe di popolazione e per localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori assoluti)

Classe di Popolazione	Totale AE	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop≤5.000	599	0,8	6,0	74,0	19,2
5.000<Pop≤10.000	1036	3,5	10,8	69,3	16,4
Pop>10.000	1264	3,3	6,1	65,9	24,7
Totale	100	2,9	7,8	68,8	20,6

Tabella 19 – Aree d'emergenza per classe di popolazione e localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori percentuali)

Classe di popolazione	Totale	Frane	Liquefazioni	Faglie	Cedimenti differenziali	Cavità
Pop≤5.000	119	19	76	10	13	1
5.000<Pop≤10.000	181	98	45	17	21	
Pop>10.000	339	36	252	9	35	7
Totale	639	153	373	36	69	8

Tabella 20 – Aree d'emergenza per classe di popolazione e localizzazione di zona instabile

Infrastrutture di Accessibilità/Connessione

L'analisi sulle infrastrutture è stata condotta suddividendo le due tipologie di accessibilità e di connessione. Sono stati rilevati complessivamente 4.162 km di infrastrutture di accessibilità e 6.867 Km per quelle di connessione. Nelle prime si riscontra una bassa incidenza di interferenze Tabella 21). Mediamente, su ogni infrastruttura di accessibilità è presente almeno un elemento critico (ponte, viadotto, o altro).

Classe di popolazione	Totale AC accessibilità	Lunghezza totale (km)	Lunghezza totale senza interferenze (km)	Lunghezza media (km)	Interferenze		N. totale elementi critici
					AS interferenti	ES/US interferenti	
Pop≤5.000	829	1870	1774	2,3	563	459	724
5.000<Pop≤10.000	468	784	759	1,7	139	89	403
Pop>10.000	780	1508	1475	1,9	168	203	803
Totale	2077	4162	4008	2,0	870	751	1930

Tabella 21 – Infrastrutture di accessibilità classe di popolazione e per caratteristiche generali dell'infrastruttura

Per quel che riguarda, invece, le infrastrutture di connessione (Tabella 22), mediamente più corte delle prime, sono stati rilevati complessivamente 6.867 km di infrastrutture e, rispetto alle infrastrutture di accessibilità, aumentano in maniera considerevole le interferenze, mentre in proporzione diminuiscono gli elementi critici.

Classe di popolazione	Totale AC connessione	Lunghezza totale (km)	Lunghezza totale senza interferenze (km)	Lunghezza media (km)	Interferenze		N. totale elementi critici
					AS interferenti	ES/US interferenti	
Pop≤5.000	3216	2090	1933	0,7	2813	2257	774
5.000<Pop≤10.000	2163	1227	1111	0,6	1814	1305	538
Pop>10.000	4687	3550	3340	0,8	3220	2460	1568
Totale	10066	6867	6384	0,7	7847	6022	2880

Tabella 22 – Infrastrutture di connessione classe di popolazione e per caratteristiche generali dell'infrastruttura

Per quanto riguarda l'intersezione con le informazioni di MS (Tabella 23 e Tabella 24), il 27,1% delle infrastrutture ricade in zone instabili, costituite anche in questo caso (Tabella 25) principalmente da frane e fenomeni di liquefazione (2.928 infrastrutture su 3.596).

Classe di popolazione	Totale AC	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop≤5.000	2631	16	104	1838	673
5.000<Pop ≤10.000	4045	87	467	2423	1068
Pop>10.000	5467	58	275	3580	1554
Totale	12143	161	846	7841	3295

Tabella 23 – Infrastrutture per classe di popolazione e per localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori assoluti)

Classe di popolazione	Totale AC	Non definita	Stabile	Stabile suscettibile di amplificazione	Instabile
Pop≤5.000	2631	0,6	4,0	69,9	25,6
5.000<Pop≤10.000	4045	2,2	11,6	59,9	26,4
Pop>10.000	5467	1,1	5,0	65,5	28,4
Totale	100	1,3	7,0	64,6	27,1

Tabella 24 – Infrastrutture per classe di popolazione e per localizzazione sulla tipologia di zona MS (valori percentuali)

Classe di popolazione	Totale	Frane	Liquefazioni	Faglie	Cedimenti differenziali	Cavità
Pop≤5.000	717	175	415	51	72	4
5.000<Pop≤10.000	1171	745	208	86	105	27
Pop>10.000	1708	282	1103	78	207	38
Totale	3596	1202	1726	215	384	69

Tabella 25 – Infrastrutture per classe di popolazione e per localizzazione di zona instabile

Considerazioni conclusive

Dopo sei annualità emergono le seguenti considerazioni:

- la strategia programmata ha conseguito i primi risultati previsti e ha dato avvio ad alcuni processi virtuosi di cui tener conto per il futuro;
- l'intera attività ha visto la partecipazione delle Regioni;
- le Regioni hanno legiferato per recepire nella pianificazione gli studi di Microzonazione Sismica e le analisi della Condizione Limite per l'Emergenza, definendo il regime di cofinanziamento previsto dalle ordinanze attuative,

pur nel ben noto contesto di difficoltà economico-finanziarie;
- vi è stato un ampio coinvolgimento degli Ordini Professionali e dei relativi iscritti, in particolare i Geologi, che hanno riconosciuto nell'iniziativa un primo momento di accrescimento culturale e di partecipazione ad un processo di miglioramento delle condizioni conoscitive finalizzate alla mitigazione del rischio sismico a livello locale;
- il ruolo del Dipartimento della protezione civile, quale promotore e soprattutto quale soggetto operante nell'azione di supporto, anche tecnico-scientifico, alle strutture tecniche delle Regioni, ha avuto ampio riconoscimento;
- l'approccio descritto e adottato per l'attuazione del piano di prevenzione finanziato con l'art. 11 della legge 77/2009 trova riscontro nelle strategie di utilizzo delle risorse nazionali ed europee, attraverso:
- gli "Standard minimi per la programmazione degli interventi in materia di riduzione del rischio ai fini di protezione civile", predisposti nel 2015 dal Dipartimento della protezione civile con l'Agenzia per la coesione territoriale e la Struttura di missione per il dissesto idrogeologico;
- l'Accordo di partenariato per l'utilizzo dei fondi di investimento europei;
- la predisposizione di uno specifico Programma Operativo Nazionale, nell'ambito della programmazione PON Governance 2014-2021 per favorire il migliore utilizzo anche dei fondi ex articolo 11 della legge 77/2009 e il raggiungimento di standard minimi nella gestione delle emergenze su tutto il territorio nazionale.

Fra le criticità che emergono dalle analisi sopra esposte possono essere evidenziate:
- localizzazione di elementi appartenenti al sistema di gestione delle emergenze in zone instabili;
- ridondanze nell'individuazione degli elementi strategici realmente connessi alla gestione delle emergenze;
- proporzionalità e accuratezza nel dimensionamento del sistema di gestione dell'emergenza rispetto alla dimensione territoriale di pertinenza.

In particolare su questo ultimo punto si sottolinea l'importanza di un corretto adeguamento delle strutture preposte alla gestione dell'emergenza rispetto a contesti territoriali che rispettino alcune condizioni minime per la migliore gestione e una più corretta allocazione delle risorse. Si pensi ad esempio al dimensionamento in funzione della popolazione di circa 35.000 abitanti e ai tempi massimi di raggiungimento degli abitanti dal centro di riferimento di circa 45 minuti previsti dalla Direttiva DPC 31 marzo 2015, n. 1099. Da questo punto di vista l'individuazione di contesti territoriali e dei relativi comuni di riferimento può rappresentare una nuova base per analizzare performance (in termini di gestione dell'emergenza) e avviare strategie atte a garantire livelli minimi di mitigazione del rischio sismico in maniera omogenea sull'intero territorio nazionale.

Alcune analisi di performance sono attualmente in corso e prevedono valutazioni

di operatività del sistema di gestione sull'intero contesto territoriale.[5] Un loro impiego sistematico potrebbe essere utilizzato per la definizione di programmi e priorità nella realizzazione di approfondimenti sulla pericolosità (MS di livello 3) e nella messa in sicurezza degli edifici strategici ritenuti fondamentali.

La valutazione del sistema di gestione dell'emergenza, e cioè l'attività conseguente all'analisi della CLE, consentirà di esprimere un giudizio basato sul confronto tra lo stato attuale e le prestazioni richieste al sistema nel suo complesso (attraverso valutazioni riferibili a singoli elementi, alle loro relazioni con il contesto urbanistico e alle condizioni di criticità). La valutazione della "distanza" tra condizione rilevata del sistema di emergenza e condizione di progetto prevista attraverso uno strumento di piano (Piano di emergenza o altro) rappresenta l'obiettivo finale dell'analisi proposta. Con l'analisi della CLE si aggiunge in nuovo strumento operativo finalizzato alla messa in sicurezza degli insediamenti, che si confronta con le altre esperienze maturate in campo nazionale.

5 M. Dolce, E. Speranza, G. Di Pasquale, F. Giordano, F. Bocchi; 2013. *Indici di operatività per la valutazione della Condizione Limite di Emergenza (CLE)*. 33° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste.

[3]
IL RUOLO DELLA RICERCA NELLA MITIGAZIONE DEL RISCHIO SISMICO

Alessandro Amato
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
alessandro.amato@ingv.it

Previsione e prevenzione. Una storia millenaria

«Se il vento e il tuono furono temuti dagli antichi per cose soprannaturali, molto più dovea esserlo il tremuoto, quello che fendeva i monti e ne diroccava le cime, che apriva abissi spaventevoli sotto ai piedi degli uomini, che facea scomparire in un istante le messi e gli armenti, rovesciando, inghiottendo e cangiando quasi d'un tratto la faccia delle cose [...] Al timore adunque, che naturalmente ispira il traballare della terra, andava unito presso gli antichi quello ancora più grande, che è cagionato dalla idea di un Essere superiore e onnipotente, irritato e in atto di punire». Così il giovane Giacomo Leopardi, nel suo "Saggio sopra gli errori popolari degli antichi", scritto nel 1815, riassumeva le numerose credenze popolari che nel corso della storia avevano attribuito al terremoto il significato di castigo divino. Tracce di questa superstizione si trovano in tutte le epoche e in quasi tutte le culture. Dall'Antico Testamento ai Greci e ai Romani, dagli scritti medievali al Rinascimento, se ne discute praticamente dopo ogni grande terremoto: basti pensare al terremoto del 1456 in Italia meridionale (Matteo dell'Aquila, 1990), a quello di Lisbona nel 1755, o ancora ai tanti altri eventi sismici distruttivi che hanno colpito il nostro Paese nel corso della storia (Amato, 2016). Incredibilmente, la fola della punizione inflitta agli uomini per una loro presunta colpa è stata raccontata anche in tempi molto recenti, dalle frequenze di Radio Maria, in occasione del terremoto e dello tsunami di Tohoku in Giappone nel 2011 e di Amatrice nel 2016.

Occorre ricordare, tuttavia, che anche nei tempi antichi, a queste interpretazioni superstiziose o religiose si contrapponevano approcci razionali e scientifici, fondati sulle cause naturali degli eventi, sui fenomeni che precedevano, accompagnavano e

seguivano i terremoti, sulle ragioni dei crolli degli edifici.

Già i filosofi greci, prima ancora di Aristotele, si erano interrogati sulle cause dei terremoti, attribuendoli a fenomeni naturali, come l'acqua, il fuoco, i venti sotterranei. In quell'epoca si può datare l'inizio della sfida verso la previsione, da sempre considerata il Sacro Graal dei sismologi. Nonostante la storia sismica mondiale abbia visto un numero straordinariamente basso di previsioni riuscite a fronte di un enorme numero di fallimenti (includendo in questo novero sia i numerosissimi falsi allarmi, sia i terremoti non previsti), i ricercatori non si sono mai arresi e hanno sempre tentato strade nuove per scoprire fenomeni precursori e tecniche originali per anticipare gli eventi sismici. I tentativi si sono basati in qualche caso su teorie fisicamente plausibili, in molti altri su osservazioni sporadiche, quasi sempre compiute *ex post*.

A partire dal XX secolo, da quando cioè la sismologia ha assunto il carattere di vera scienza sperimentale, grazie alla diffusione di strumenti di misura efficaci (i sismometri), l'attenzione si è concentrata su alcune classi selezionate di fenomeni precursori, come quelli sismici (sequenza di foreshocks, quiescenze sismiche, ecc.), quelli idrologici e geochimici (Wyss and Booth, 1997).

Caso peculiare è quello della Cina dove, a partire dalla metà degli anni '60, venne istituito un sistema capillare di osservazioni del territorio coinvolgendo milioni di cittadini, che includeva i comportamenti degli animali, le acque, i fenomeni atmosferici e altro (Chen e Wang, 2010). Come è noto, a questo sistema venne attribuito il successo della previsione del terremoto di Haicheng nel 1975, che aveva portato a una sorta di evacuazione spontanea della città, con la conseguente riduzione drastica delle possibile vittime da decine di migliaia a "soltanto" 1000-2000. L'evento aveva fatto illudere, non solo i cinesi ma anche molti altri scienziati e istituti di ricerca del mondo occidentale, circa la possibilità concreta di prevedere i terremoti. Ma è anche noto che questo successo è rimasto un caso isolato nella storia della sismologia, sia in Cina, sia altrove; meno noto è il fatto che la storia della "previsione perfetta" era una narrazione artefatta dalla propaganda, e che le cose andarono diversamente, come fu poi dimostrato da Wang e Chen (2008). Sta di fatto che già l'anno successivo, il 1976, il grande terremoto di Tangshan arrivò, inaspettato, di notte, provocando oltre 250.000 vittime (secondo alcune fonti sarebbero molte di più) e il programma di previsione cinese iniziò a vacillare, per poi perdere importanza e fiducia nei trent'anni successivi.

Nel 2008 un'altra sciagura colpì la Cina, questa volta nella provincia del Sichuan: altri 80.000 morti, tra cui moltissimi studenti. Il terremoto, infatti, avvenne durante l'orario delle lezioni e moltissime scuole crollarono per la pessima qualità degli edifici. Molte furono le polemiche incentrate sulla scarsa attenzione riservata alla prevenzione nei decenni precedenti, e in particolare alla enorme vulnerabilità edilizia, che era stata la causa principale del disastro.

Dopo il terremoto del Sichuan nel 2008 (Chen et al. 2006) e quello dell'Aquila nel 2009 (Amato et al., 2015), la discussione sul ruolo riservato alla previsione e alla prevenzione quali strumenti per difendersi dai terremoti si è animata nuovamente, sia

nella comunità scientifica, sia in altri settori della società, da quelli giudiziari, ai media e fino ai semplici cittadini. Come vedremo nel corso della trattazione, alcuni ricercatori (tra cui si riconosce lo scrivente) ritengono che l'enfasi verso la previsione abbia molto probabilmente contribuito a distogliere l'attenzione dalle politiche di prevenzione, che rappresentano oggi il modo di gran lunga più efficace per proteggersi dagli effetti dei terremoti.

Come ci si difende dai terremoti. Le stime della pericolosità sismica

Il contributo della scienza alla riduzione del rischio sismico comprende tutte quelle ricerche geofisiche, geologiche, geodetiche, storiche, finalizzate a comprendere i meccanismi sismogenetici. I risultati di queste ricerche aggiungono ogni volta qualche tassello in più nel difficile cammino verso la comprensione del sistema Terra, contribuendo, sia pure in maniera non direttamente tangibile, alla riduzione del rischio. Una conoscenza sempre più dettagliata delle faglie e dei terremoti rappresenta, infatti, il primo passo per la formulazione di stime della pericolosità sismica, che costituiscono elementi fondamentali per una corretta valutazione del rischio sismico. In questo contributo mi concentrerò su alcuni di questi aspetti, non potendo per ragioni di spazio trattare in maniera esauriente una tematica così articolata e complessa, ricca di progetti e studi che hanno caratterizzato il ventesimo secolo e il primo scorcio del ventunesimo.

Le stime di pericolosità si effettuano tradizionalmente per intervalli di tempo lunghi diversi decenni e sono funzionali a una corretta pianificazione territoriale. La pericolosità sismica può essere stimata anche su intervalli di tempo più ridotti, anni, o addirittura giorni (stime a medio e breve termine), ma i margini di incertezza aumentano notevolmente al diminuire della finestra temporale considerata. Aumentano perché, se conosciamo ancora poco del comportamento a lungo termine delle faglie e delle zone sismiche (i periodi di ritorno dei grandi terremoti, la magnitudo massima che possono produrre, ecc.), sappiamo pochissimo di come le singole faglie reagiscono alle variazioni delle condizioni fisiche e chimiche che precedono e accompagnano un terremoto (propagazione di stress da una faglia a quelle limitrofe, migrazione di fluidi, cambiamenti nella struttura della faglia durante la fratturazione, ecc.). Questa circostanza influenza i processi che avvengono in prossimità di un terremoto, rendendoli fortemente non lineari e quindi poco o punto prevedibili.

In altri saggi di questo volume si descrive la pericolosità in Italia e nella regione del Nord-Est (per questo si vedano inoltre Slejko et al., 1998; Stucchi et al., 2011; Meletti et al., 2014 a,b); in questo contributo mi limiterò a riassumere alcuni elementi rilevanti del percorso che ha condotto alla realizzazione delle attuali carte di pericolosità e a illustrare alcune tendenze della ricerca attuale e futura sul tema.

È noto come la classificazione sismica abbia di fatto sempre seguito i maggiori terremoti distruttivi del nostro Paese, limitandosi a prescrivere norme per le costruzioni delle città e dei paesi che erano stati già colpiti da un evento sismico. Il primo e

più significativo esempio a questo riguardo è quello del terremoto di Messina e Reggio del 1908, cui seguì un importante Decreto Regio, il n. 193 del 18 Aprile 1909 (G.U. n. 95 del 22 Aprile 1909[1]), che prescriveva norme tecniche "moderne" per difendersi dai futuri terremoti. Nei decenni successivi si susseguirono provvedimenti normativi emanati dopo ogni terremoto distruttivo, che aggiungevano nuovi comuni all'elenco di quelli "sismici".

In realtà, già nel '500 in Italia erano stati formulati alcuni suggerimenti efficaci per difendersi dai danni dei terremoti (si veda ad esempio il "Libro di diversi terremoti" di Pirro Lagorio, scritto dal grande architetto napoletano subito dopo il terremoto di Ferrara del 1570), ma essi non vennero applicati nei secoli successivi, a parte rare eccezioni.

Se si considera che già verso la fine dell'800 erano state pubblicate delle carte di "pseudo-pericolosità" d'Italia (Mercalli, 1883), si avverte sconcerto nel ripercorrere la storia della nostra classificazione sismica del '900, costellata da numerosi terremoti che si sono abbattuti in quel secolo sull'Abruzzo, sull'Irpinia, sull'Umbria, la Toscana, la Sicilia, il Friuli Venezia Giulia. Certo, queste carte non erano delle vere mappe di pericolosità come quelle moderne, ma contenevano comunque molte informazioni sui terremoti del passato, e mettevano in luce quali fossero le aree più critiche, dando indicazioni su dove sarebbe stato saggio introdurre delle norme più severe per le costruzioni. Nel 1910, infatti, lo stesso Giuseppe Mercalli denunciava questa circostanza nel suo saggio "Le case che si sfasciano e i terremoti", riportando nel frontespizio l'annotazione *Repetita juvant*, a testimonianza del fatto che, già oltre un secolo fa, gli scienziati segnalavano l'inerzia della classe politica nell'affrontare il problema della debolezza degli edifici.

La figura 1 mostra le mappe pubblicate da Mercalli nel 1883, in cui venivano raffigurati gli effetti dei maggiori terremoti storici italiani dal 1300 e fino alla metà del XIX secolo. Se solo si fosse scelto di costruire strutture ed edifici solidi nelle aree già colpite dai terremoti dei secoli precedenti, come Mercalli e altri studiosi già suggerivano, certamente gli effetti dei terremoti del XX secolo sarebbero stati minori.

La mancata classificazione tempestiva dei territori secondo il loro reale (o presunto) grado di sismicità ha creato un enorme deficit di sicurezza, originato dall'assenza di obblighi a costruire secondo prescrizioni idonee e tassative (Meletti et al., 2006).

Nonostante i numerosi terremoti del '900 abbiano visto la progressiva aggiunta di comuni classificati come "sismici", bisognerà attendere il terremoto del Molise (2002) per vedere pubblicata in via ufficiale (sulla G.U. n. 105 dell'8/5/2003) una mappa completa della pericolosità sismica in Italia (OPCM 3274/2003). Invero, una carta analoga era stata predisposta dalla comunità scientifica già negli anni '90 (Slejko et al., 1998), ma questa non aveva trovato un'applicazione normativa in termini di classificazione del territorio e di prescrizioni tecniche per le costruzioni in zona sismica, come invece

1 Il Regio Decreto n. 193 del 18 Aprile 1909 (G.U. n. 95 del 22 Aprile 1909) "Norme tecniche ed igieniche obbligatorie per le riparazioni, ricostruzioni e nuove costruzioni degli edifici pubblici e privati nei luoghi colpiti dal terremoto del 28 dicembre 1908 e da altri precedenti elencati nel R.D. 15 aprile 1909 e ne designa i Comuni" e Circolare n. 2664 del 20 Aprile 1909 "Istruzioni tecniche".

Fig. 1 - Carte dei risentimenti macrosismici per quattro periodi storici dal 1303 al 1849 (Mercalli et al., 1883).

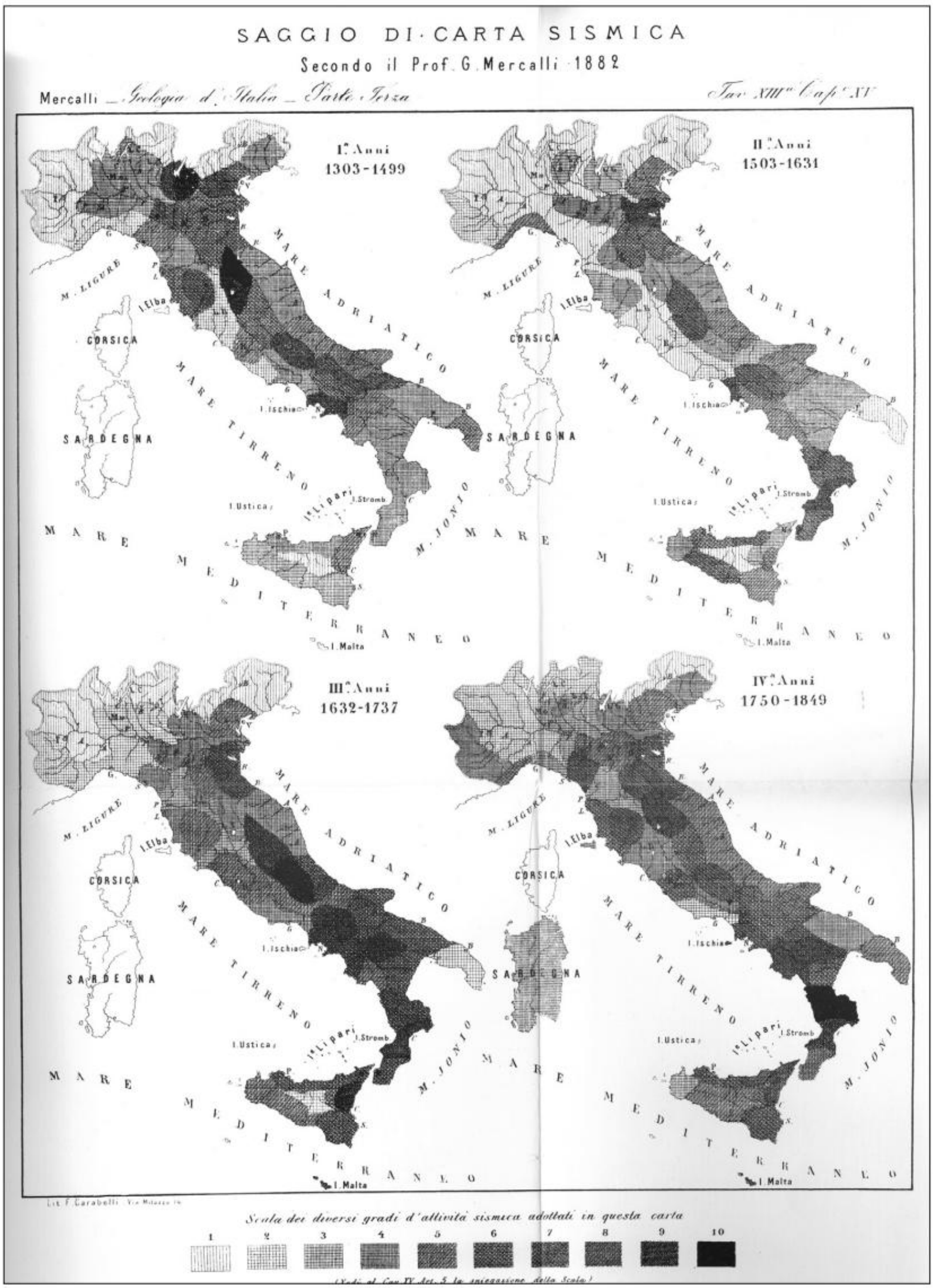
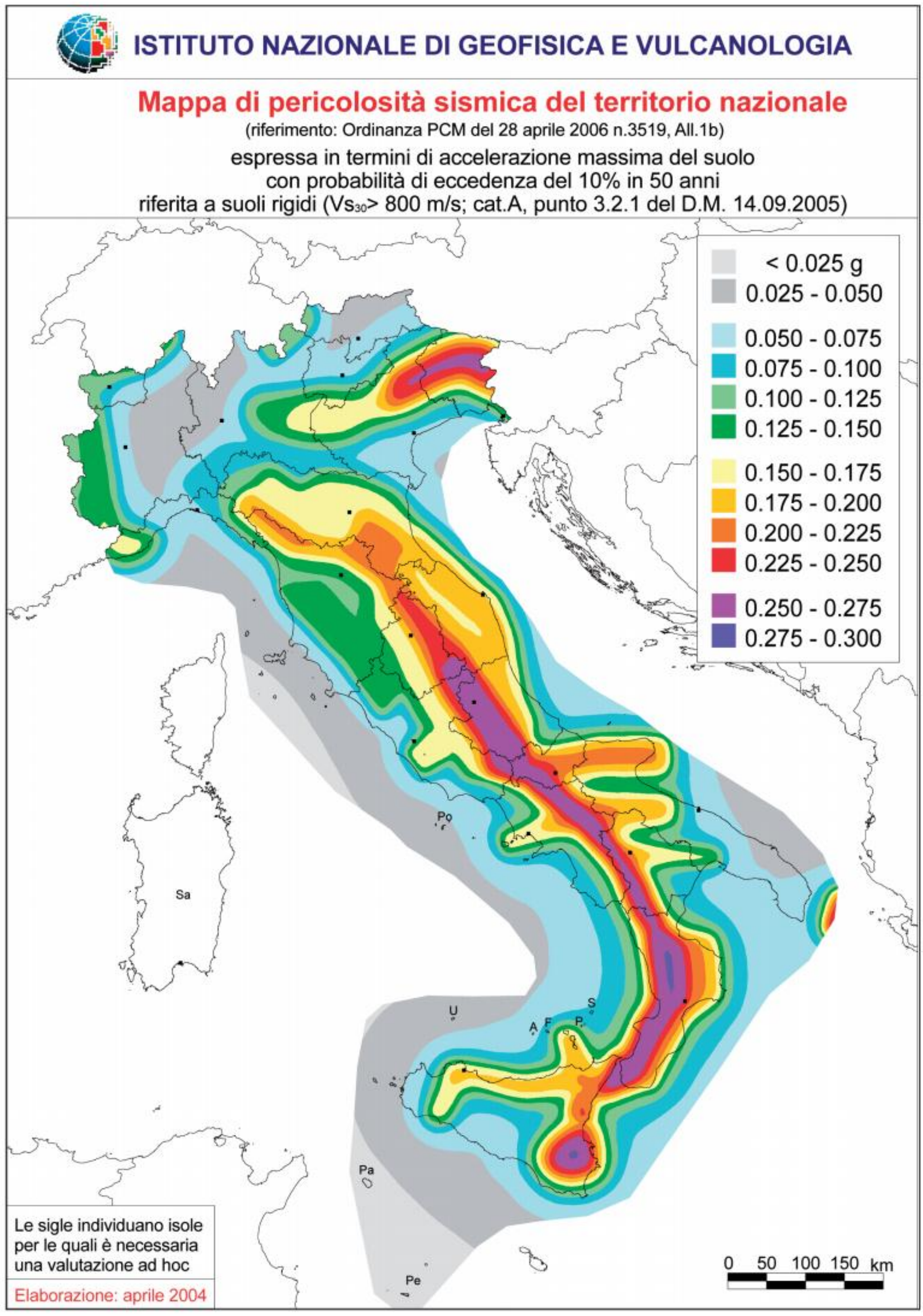


Fig. 2 - Carta di pericolosità italiana (versione originale del 2004). Per i dettagli si vedano la bibliografia riportata nel testo e http://zonesismiche.mi.ingv.it/mappa_ps_apr04/italia.html.



accadde dopo il 2002 (per una storia più dettagliata di questo percorso si veda Meletti et al., 2006). È d'uopo anticipare che nel 2017 verrà pubblicata la nuova carta di pericolosità del territorio italiano, basata sulle nuove conoscenze acquisite in oltre un decennio di ricerche (C. Meletti, com. personale).

Com'è noto, le stime della pericolosità effettuate dai sismologi sono state funzionali alla zonazione del territorio da parte degli organi politici. L'individuazione delle zone sismiche ha consentito di individuare, su base comunale, i valori per la progettazione. Dal 2009, invece, le NTC08 determinano l'azione sismica di riferimento basandosi non più sulle quattro "zone" (quindi quattro spettri di progetto) per tutto il territorio, ma su valori puntuali. La classificazione sismica ha quindi conservato soltanto un ruolo di indirizzo per i controlli sui progetti ed è oggi utilizzata al fine di determinare priorità di eventuali interventi (Meletti et al., 2014b), oltre a fornire un'immagine semplificata utile per scopi didattici e informativi.

La pericolosità sismica variabile nel tempo

Come è noto, le carte di pericolosità ottenute con i metodi tradizionali, in Italia come in molti altri Paesi, sono stazionarie nel tempo, ossia i valori di probabilità di un dato scuotimento in un dato luogo sono identici un minuto prima di un forte terremoto e un minuto dopo che questo sia avvenuto. Sappiamo però che questo dato non è vero in quanto, dopo un forte terremoto, cambiano le condizioni del sistema: se una o più faglie sono state "scaricate", almeno in parte, dell'energia accumulata per secoli, altri settori possono essere stati "caricati" dai movimenti delle faglie adiacenti. Numerosi i tentativi di superare questa limitazione intrinseca dei metodi "time-independent": nei calcoli sono stati introdotti i parametri delle singole faglie, o delle zone sismogenetiche, in particolare quelli relativi ai "tempi di ritorno" dei forti terremoti e al tempo trascorso dall'ultimo evento. A partire dagli anni '90 sono stati sperimentati diversi approcci, che in alcuni Paesi hanno affiancato i metodi tradizionali di calcolo della pericolosità (si veda per esempio il modello per la California UCERF3-TD, Field et al., 2013; 2015).

Se le carte di pericolosità "classiche" costituiscono il fondamento per l'applicazione delle norme tecniche relative alle nuove costruzioni, lo scopo delle mappe "time-dependent" risiede principalmente nell'individuazione delle zone dove è più probabile che arrivi un terremoto nei prossimi anni. Questo potrebbe consentire di mettere in campo delle azioni prioritarie di riduzione del rischio.

A partire dagli anni '90, anche in Italia sono stati fatti diversi tentativi di individuare le aree nelle quali occorrerebbe intervenire prioritariamente con verifiche e adeguamenti sismici. All'inizio degli anni 2000, per esempio, il Progetto "Terremoti probabili in Italia tra il 2000 e il 2030: criteri per la definizione di priorità degli interventi per la riduzione del rischio sismico", finanziato dalla Protezione Civile e coordinato da chi scrive e da Giulio Selvaggi, aveva provato a raccogliere e integrare indicazioni provenienti da stime della pericolosità "time-dependent" (Pace et al., 2006; Akinci et al., 2009

e molti altri) con altre conoscenze geologiche, sismologiche, geodetiche. Il progetto si prefiggeva, inoltre, di analizzare alcune aree del territorio nazionale in cui appariva evidente un deficit nel rilascio dell'energia sismica accumulata nei secoli precedenti. I risultati evidenziavano come le conoscenze ancora incomplete dei tassi di deformazione in Italia (si era agli albori dell'"era GPS") impedissero delle valutazioni conclusive sui "terremoti (più) probabili" nel trentennio successivo, mettendo, però, in luce alcune delle aree più critiche, almeno secondo le conoscenze del momento.

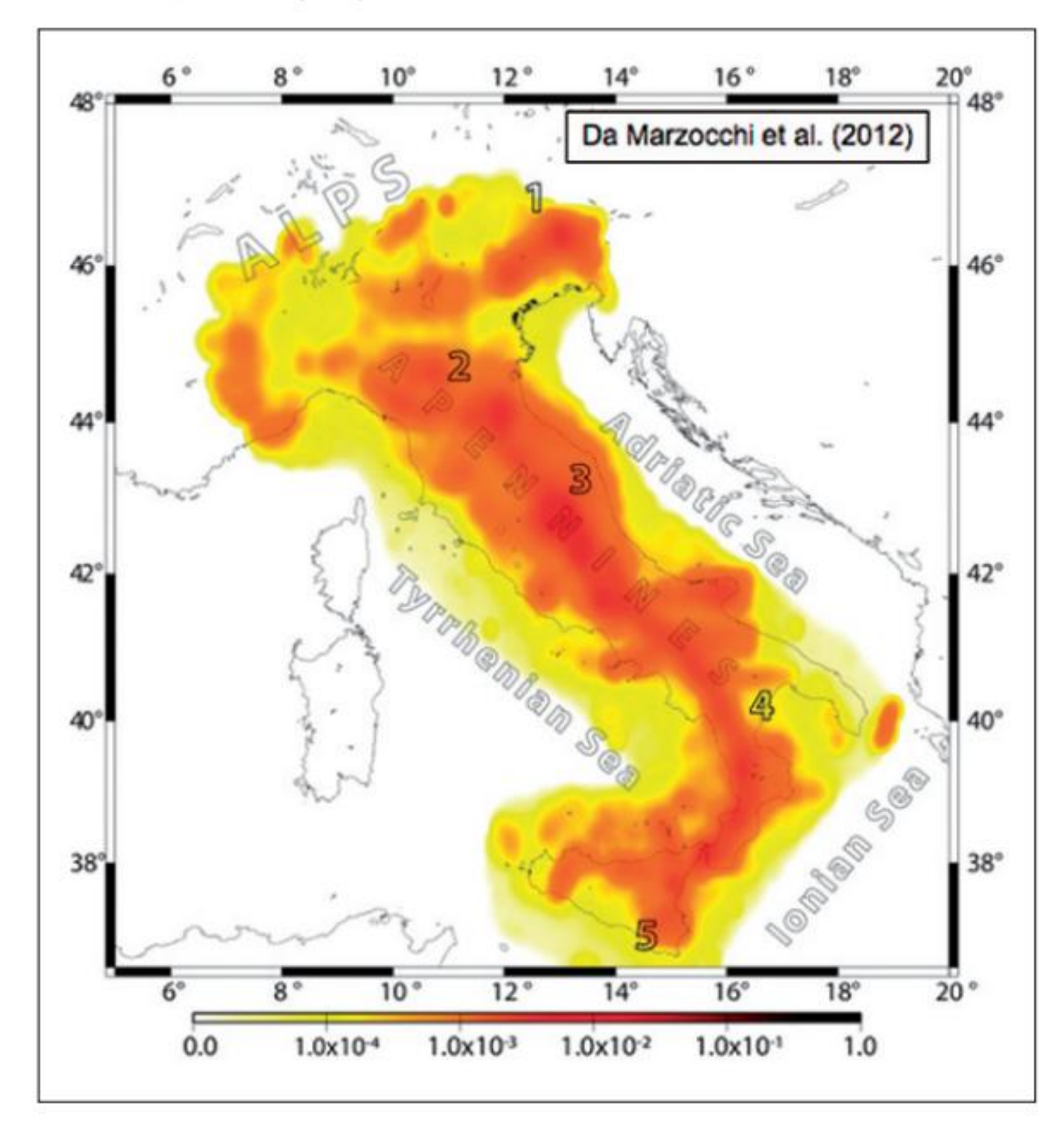
Grazie a nuovi dati e analisi, alcuni di quei modelli vennero perfezionati nel corso di un successivo progetto finanziato dal Dipartimento della Protezione Civile (Progetto S2 "Realizzazione di un modello dinamico sperimentale di valutazione della pericolosità sismica a scala nazionale", coordinato da W. Marzocchi ed E. Faccioli, 2007-2009). Alcuni di questi modelli sono stati ulteriormente sviluppati e sono tuttora in fase di verifica da parte dello CSEP (http://www.cseptesting.org/regions/model.php#rimodel). Interessante notare che sul sito CSEP sono attualmente in fase di test almeno quindici modelli predittivi per l'Italia relativi a periodi di 5-10 anni, mentre sono solo 3 quelli relativi a un giorno, testimonianza questa della maggiore difficoltà di verificare o confutare i modelli a breve termine, soprattutto relativamente ai forti terremoti.

Come notato da Akinci et al. (2009), le stime di pericolosità "time-dependent" sono fortemente dipendenti dai parametri delle faglie (come lo "slip rate" e i tempi di ricorrenza), che purtroppo sono poco vincolati per la maggior parte di esse.

Da alcuni di questi modelli si è successivamente ottenuto un "ensemble model" (o modello di sintesi) che descriveva la pericolosità sismica in Italia nei successivi dieci anni (Marzocchi et al., 2012). Lo studio metteva in luce, ancora una volta, la forte variabilità dei modelli considerati, basati su dati e assunzioni differenti (includevano infatti sia modelli indipendenti che dipendenti dal tempo). Tuttavia, il modello "medio" ("ensemble") consentiva di identificare alcune aree in cui, pur con un'elevata incertezza nelle stime, le probabilità di un futuro forte terremoto erano più elevate, come mostrato nella figura 3.

Nel contesto della prevedibilità a medio termine possono essere annoverati gli studi basati sull'osservazione di un presunto accumulo di deficit sismico (in qualche caso le aree di accumulo vengono definite come "gap" sismici, in analogia con quelli delle zone di subduzione). In uno di questi studi, focalizzato sull'Appennino centro-meridionale (Chiarabba et al., 2011), venivano evidenziate due aree che risultavano come possibili aree di "gap" sismico. In queste aree mancava un forte terremoto da molti secoli, e al tempo stesso non si osservava una sismicità frequente negli ultimi anni (Fig. 4). Per tali ragioni queste zone di faglia erano state definite come bloccate (*locked*), ossia aree in cui presumibilmente si è accumulata nei secoli una quantità significativa di deformazione, ma che al momento risultano silenti. Tra queste, una corrispondeva all'area a nord dell'Aquila colpita dai terremoti del 2016, mentre l'altra è relativa alla regione dell'Appennino meridionale, sita a nord di quella della Basilicata e Campania colpita

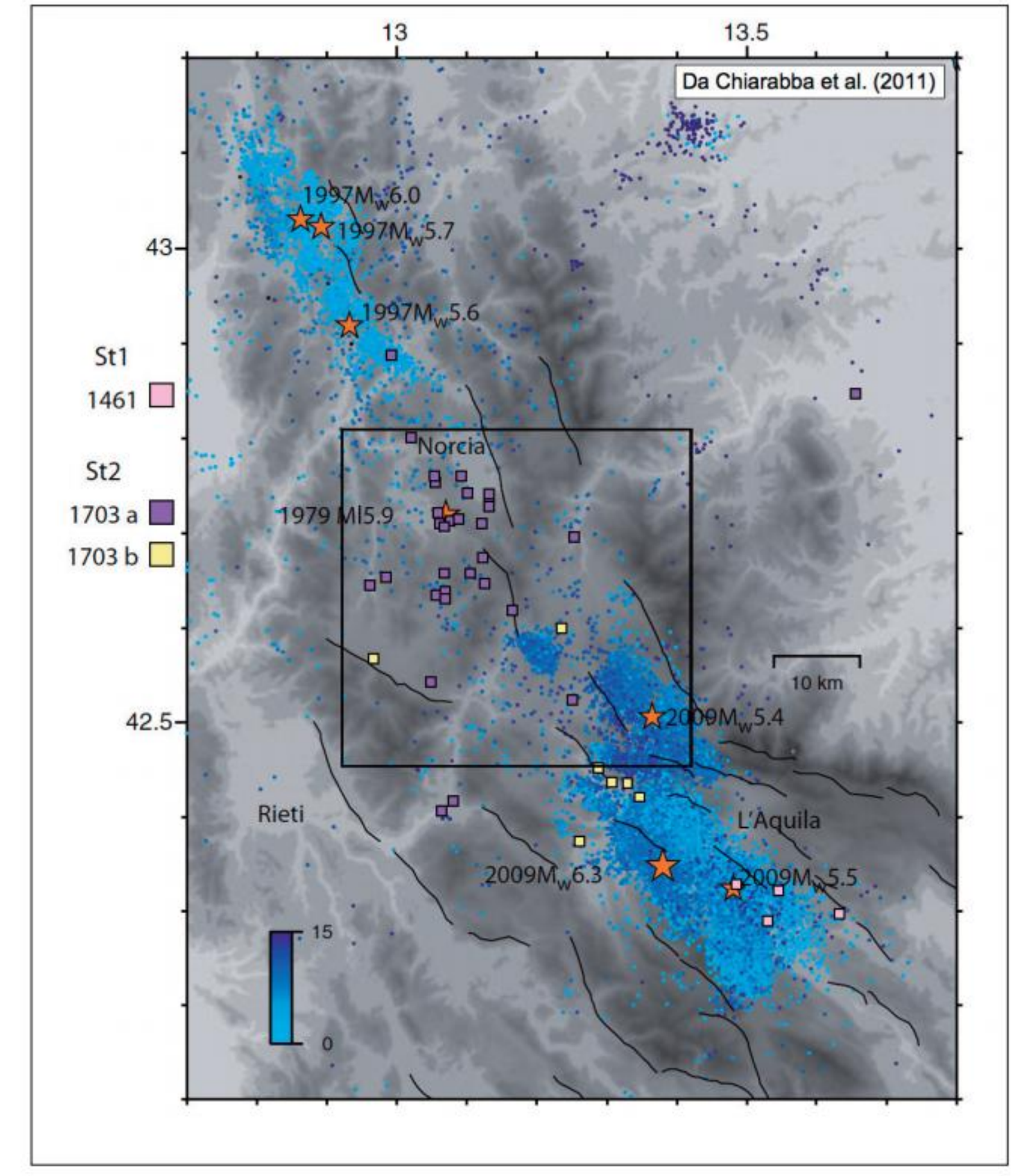
Fig. 3 - Probabilità di occorrenza di terremoti di magnitudo pari o superiore a 5.5 nel modello "ensemble" per il periodo 2010-2019 (si veda il testo per i dettagli; figura modificata da Marzocchi et al., 2012).



dal terremoto del 1980. Come detto, una stima di questo tipo si basa su considerazioni qualitative e non può portare a una previsione né nel breve, né nel medio termine, a causa della scarsa conoscenza delle caratteristiche di queste faglie. Un contributo a queste stime può derivare dai dati geodetici.

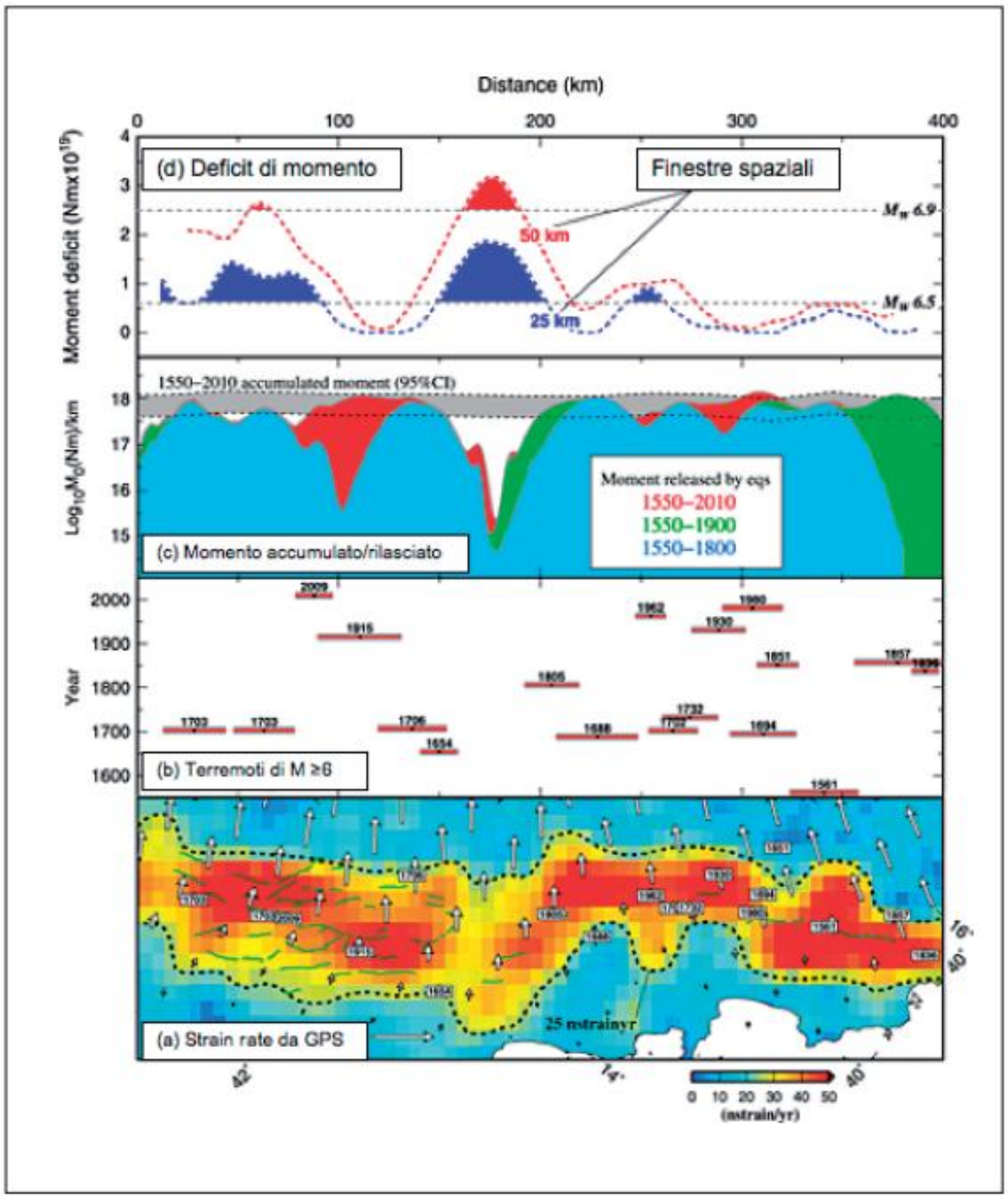
A partire dai primi anni del 2000, ovvero da quando l'Italia ha iniziato a dotarsi di una rete di stazioni GPS in continuo, è stato possibile iniziare a quantificare lo *strain rate* delle nostre regioni sismiche. Uno dei vincoli più stringenti per identificare e caratterizzare tali aree è rappresentato dal confronto tra il tasso di deformazione geodetica e quello relativo al rilascio sismico, determinato a partire dai dati storici. Solo da qualche anno i dati GPS hanno consentito di effettuare delle valutazioni sufficientemente dettagliate del tasso di deformazione geodetica lungo le aree sismiche italiane, permettendo così di confrontare questo tasso con lo *strain* sismico rilasciato in epoca storica, evidenziando così alcune aree di accumulo di potenziale energia sismica (si veda D'Agostino, 2014).

Fig. 4 - Confronto tra sismicità recente e storica nell'Appennino centrale (modificata da Chiarabba et al., 2011). Si vedono le due sequenze sismiche del 1997 e del 2009 (le stelle sono gli epicentri degli eventi principali, i circoli celesti rappresentano gli aftershocks e quelli blu la sismicità di fondo del periodo 2001-2009). I quadrati colorati rappresentano i siti di danneggiamento del X grado Mercalli per i maggiori terremoti storici dell'area. Le linee raffigurano le tracce in superficie delle faglie note.



Nella figura 5 si vede l'andamento dello *strain rate* geodetico calcolato con i dati GPS attraverso l'Appennino centro-meridionale, confrontato con quello rilasciato dai terremoti degli ultimi secoli lungo la catena appenninica. Il confronto permette di evidenziare le aree lungo la catena dove si sarebbe accumulato un deficit di slip nei secoli. Tra questi, D'Agostino (2014) ne evidenziava principalmente due: uno, corrispondente a un possibile evento di magnitudo intorno a 6-6.5, nella zona di Norcia-Amatrice; un altro, ancora più evidente e con magnitudo potenzialmente più alta, in un'area

Fig. 5 - (a) Secondo invariante del tensore di strain rate con le velocità del modello (frecce bianche), con le date dei terremoti di Mw≥6 e le tracce delle faglie attive; (b) presunte faglie relative agli eventi sismici di Mw≥6 ordinati in sequenza temporale dal basso verso l'alto; (c) distribuzione del momento sismico rilasciato dai terremoti in vari intervalli temporali (colori diversi) confrontato con l'accumulo di momento stimato dal GPS; (d) deficit di rilascio di momento calcolato in finestre spaziali di 25 e 50 km (assumendo un livello di deformazione pari a zero prima del 1550) (modificata da D'Agostino, 2014).



dell'Appennino meridionale compresa tra quella interessata dai terremoti del 1805 e 1688 (Molise) e quella colpita dagli eventi del 1654 e del 1706 (Abruzzo).

Per l'area del Nord–Est oggetto del presente volume, un recente studio (Cheloni et al., 2014) ha stimato proprio dai dati GPS il potenziale sismico del fronte sudalpino.

Un altro risultato rilevante ottenuto con i dati GPS summenzionati è rappresentato dall'individuazione, in varie regioni italiane, di terremoti "lenti" e deformazioni asismiche. Una mappatura dettagliata delle aree dove si manifesta questa tipologia deformativa è molto importante per definire sempre meglio la quantità di energia accumulata (e non eventualmente rilasciata asismicamente) nelle varie aree, disponibile

quindi per futuri terremoti. Uno studio recente, basato sull'analisi di diversi anni di dati GPS e SAR, ha permesso di evidenziare l'occorrenza di uno di questi "terremoti lenti" (con magnitudo equivalente pari a 5.5) nell'area del Pollino, al confine tra Basilicata e Calabria, dove i dati storici e paleosismologici mostrano una notevole divergenza (Cheloni et al., 2017, cui si rimanda per un'aggiornata ed esaustiva bibliografia su questi fenomeni in diversi contesti geologici in Italia e nel mondo).

Le frontiere della previsione a breve termine

Considerazioni autonome meritano le previsioni a breve termine, riconducibili a due categorie principali: quella dei precursori e quella delle stime probabilistiche basate sulla variazione dei tassi di sismicità. Sui primi la letteratura è molto ampia, e non è scopo di questo contributo farne un sunto. Oltre ad alcune sintesi interessanti sul tema (es. Cicerone et al., 2009 ; Geller, 1997), vorrei citare qui il lavoro intrapreso dalla comunità scientifica italiana a seguito del terremoto dell'Aquila (e dei relativi processi alla c.d. "Grandi Rischi"), finanziato dal Dipartimento della Protezione Civile nazionale (DPC) nel 2012-2013. Nei due anni del progetto, furono considerati numerosi possibili fenomeni precursori, da quelli sismologici a quelli geochimici e idrologici. Alla conclusione del progetto, pur registrando un rinnovato interesse verso queste ricerche, si concludeva come, allo stato attuale, vi sia «il riconoscimento condiviso che, a essere ottimisti, singoli osservabili e relative 'anomalie' (definite in qualche modo) possono rappresentare soltanto una indicazione molto debole della possibile occorrenza di futuri terremoti» (Albarello, 2013).

Tra le tempestive reazioni al terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009, legate alla polemica sulla presunta prevedibilità di quest'ultimo, un elemento di rilievo deve attribuirsi all'istituzione, da parte del DPC, della Commissione ICEF (International Commission for Earthquake Forecasting), che concluse i suoi lavori nell'ottobre 2009. La commissione era stata istituita con lo scopo di: I) «riassumere lo stato attuale delle conoscenze sulla previsione a breve termine e sul "forecasting" dei terremoti tettonici...»; II) «identificare le linee guida per l'utilizzo di possibile precursori di grandi terremoti per guidare azioni di protezione civile, incluso l'uso di analisi probabilistiche della pericolosità sismica in conseguenza di un forte terremoto». Nel 2011 la Commissione consegnò un rapporto esteso al DPC (Jordan et al., 2011) in cui, dopo un esame dello stato dell'arte sulla previsione (*prediction*) dei terremoti nel mondo, la etichettava come lontana da una qualsivoglia applicazione di utilità pratica per difendersi dai terremoti.

Al tempo stesso, la Commissione raccomandava l'adozione di metodi probabilistici basati sulle variazioni dei tassi di sismicità come strumento di difesa dai terremoti, ponendo l'enfasi sul cosiddetto OEF (Operational Earthquake Forecasting). Questo metodo, a detta degli Autori, potrebbe guidare delle azioni temporanee di mitigazione del rischio in seguito ad aumenti significativi della sismicità, anche in assenza di un forte terremoto, come invece inizialmente suggerito nelle motivazioni per l'istituzione della Commissione ("in the wake of a large earthquake").

Sul punto si è innescato di recente un vivace dibattito. Secondo Wang e Rogers (2014, 2017), «la preparazione al terremoto non deve fluttuare su base giornaliera o settimanale». Infatti, sostengono i due ricercatori, l'enfasi sulla previsione a breve termine, incluso il "forecast" probabilistico tipo EOF, può comportare una perdita di attenzione verso la prevenzione, che resta l'unica strada concreta per difendersi dal rischio sismico. Per avvalorare la loro tesi, Wang e Rogers portano a esempio quanto accaduto in Cina a partire dagli anni ‹60-›70 del ‹900. A seguito di un terremoto distruttivo accaduto nel 1966, il governo di Mao istituì un capillare sistema di osservazione, a opera di milioni di cittadini cinesi, di una vasta gamma di fenomeni potenzialmente precursori di terremoti (comportamenti degli animali, osservazioni delle acque nei pozzi, fenomeni atmosferici ecc.), con lo scopo dichiarato di «arrivare a prevedere tutti i futuri terremoti nell'arco di 5-10 anni» (Chen et al., 2006). Dopo l'apparente successo riscosso in occasione del terremoto di Haicheng del 1975, foriero di illusioni sull'efficacia del metodo, si collezionarono diversi clamorosi fallimenti, a partire dal tragico terremoto del 1976, che provocò oltre 250.000 vittime, fino all'evento del 2008 nel Sichuan. L'attenzione rivolta in Cina alla previsione a breve termine, e il conseguente scarso impegno verso la prevenzione, sostengono Wang e Rogers (2014; 2017), avevano contribuito a creare e aumentare il deficit di sicurezza degli edifici pubblici e privati.

Un caso analogo si è forse verificato in Italia dopo il terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009 e le successive vicende giudiziarie: l'enfasi verso la previsione a breve termine, discussa a lungo nelle aule di tribunale e sui media, ha distolto l'attenzione verso un programma serio e ben finanziato per ridurre la vulnerabilità degli edifici.

Sul fronte della vulnerabilità non può non essere ricordata la posizione del giudice di primo grado del processo "Grandi Rischi", riportata nelle motivazioni della sentenza di condanna dei sette esperti (poi ribaltata in Appello e in Cassazione per sei dei sette e confermata, sebbene ridimensionata, per il solo vice-capo della Protezione Civile). Per la sentenza *l'affermazione secondo cui l'unica difesa dai terremoti consiste nel rafforzare le costruzioni e migliorare le loro capacità di resistere al terremoto*, «appare tanto ovvia quanto inutile [...] Tale affermazione è inutile perché fornisce una indicazione non attuabile in concreto e pressoché impraticabile». Un'affermazione non corretta, come evidenziato dalle esperienze di riduzione del rischio messe in atto in molti Paesi del mondo, e dal tenore decisamente deresponsabilizzante per le autorità e i cittadini.

Sul fronte della pericolosità, si potrebbero ricordare le analisi condotte durante il processo di primo grado, analisi volte a dimostrare la cosiddetta "prevedibilità del rischio". Fra gli indicatori di rischio imminente si annoverava proprio lo sciame sismico in atto da alcuni mesi all'Aquila. Ancora nel processo di Appello, gli avvocati delle parti civili e il Pubblico Ministero, allo scopo di enfatizzare la supposta negligenza degli esperti riunitisi all'Aquila il 31 marzo, avevano parlato di «livello di criticità dello sciame» verificatosi prima del 6 aprile. Come ricordato da vari Autori (si veda il volume di Amato et al., 2015), questo "livello di criticità" non è soggetto ad alcuna valutazione scientificamente riconoscibile e condivisa. L'affermazione dei legali sembra essere

stata fortemente condizionata da un'analisi *ex post* dell'evento.

A onor del vero, magistrati e avvocati forniscono pareri non corretti e fuorvianti sulla scorta della cattiva scienza introdotta nel processo da periti e consulenti tecnici non sempre affidabili. Ciò accade anche a margine dei processi. Giova ricordare come un professore di geologia, evidentemente non esperto in sismologia, ma intervistato ugualmente sul tema nel corso di una popolare trasmissione televisiva dedicata al terremoto del 2009, aveva asserito che «ogni forte terremoto è preceduto da uno sciame sismico». Purtroppo, il recente terremoto in Italia centrale lo ha clamorosamente smentito: nessun terremoto, né uno sciame, né una scossa isolata, ha offerto il minimo preavviso a chi, ad Amatrice, o a Pescara del Tronto, ha trovato la morte sotto le macerie della propria casa, la notte tra il 23 e il 24 agosto 2016.

Gli esperti hanno dimostrato e denunciato che i danni più gravi inflitti dai terremoti del 2016 e 2017 sono stati cagionati principalmente dalle errate modalità di costruzione e di uso dei materiali. Certo, nel poco tempo intercorso tra il 2009 e il 2016 non si sarebbe potuto mettere in sicurezza l'intero patrimonio edilizio del Lazio e delle Marche. Tuttavia, se in questi anni fossero state intraprese delle azioni concrete di riduzione della vulnerabilità sulla scorta della lezione dell'Aquila - proprio quelle azioni che erano state scoraggiate e quasi irrise dalla sentenza di primo grado del processo citato - si sarebbero salvate delle vite.

Le nuove frontiere della riduzione del rischio: i sistemi di Allerta Rapida (Early warning).

Come è noto, il rischio sismico può essere considerato come il prodotto tra la pericolosità, l'esposizione e la vulnerabilità. Secondo quanto già detto, la pericolosità rappresenta una stima della vocazione sismica di un territorio e non può essere ridotta in alcun modo dall'uomo (tutt'al più la si può aumentare, come accade con la sismicità indotta). La vulnerabilità di edifici e infrastrutture costituisce la causa principale dei danni e delle vittime procurati dai terremoti in Italia. Per mitigare il rischio sismico bisogna operare su di essa, riducendola.

L'esposizione, terzo elemento costitutivo del rischio, non può essere contratta in maniera permanente se non nel lungo termine e in casi molto specifici, per esempio delocalizzando strutture critiche in presenza di faglie attive affioranti, o in aree soggette a frane e instabilità.

Tuttavia negli ultimi anni, grazie allo sviluppo tecnologico delle reti di monitoraggio sismico, sono stati messi a punto dei sistemi di allerta rapida in grado di avviare delle azioni di riduzione dell'esposizione a breve termine. Si può infatti intervenire nel lasso di tempo che intercorre tra l'occorrenza di un terremoto e l'arrivo delle onde sismiche più energetiche in un determinato sito esposto al rischio. Questo intertempo può essere di pochi secondi o di molte decine di secondi, in funzione della distanza del sito dall'epicentro. Le azioni che possono essere ragionevolmente intraprese compren-

dono la preparazione fisica e psicologica delle persone al terremoto, lo spegnimento di impianti, il rallentamento di treni ad alta velocità, l'invio delle informazioni in scuole e posti di lavoro, e così via.

Questi sistemi risultano particolarmente efficaci laddove le sorgenti dei forti terremoti siano distanti molte decine o centinaia di chilometri dalle città e dagli impianti che si vogliono proteggere, come avviene nei paesi che si affacciano sul Pacifico (Giappone, Messico, Canada, ecc.), dove i grandi terremoti si originano nelle zone di subduzione oceaniche distanti dalla costa. In questi casi, infatti, il tempo di preavviso, una volta che ci si sia dotati di sistemi rapidi di localizzazione e calcolo della magnitudo dei terremoti, potrebbe essere di oltre dieci o venti secondi, un tempo sufficiente per intraprendere alcune azioni di difesa, come quelle descritte sopra.

In Italia e in altri paesi caratterizzati da una sismicità di minore intensità nei quali, comunque, anche terremoti di magnitudo intermedia (tra 5.5 e 6.5) sono in grado di determinare crolli e vittime, l'efficacia di tali sistemi risulta molto inferiore. Infatti, un terremoto di magnitudo 6, come quello del 24 agosto 2016, determina crolli generalmente entro 20-30 chilometri dall'epicentro, all'interno quindi della cosiddetta "blind zone" dei sistemi di EW sismico, ovvero l'area entro la quale i tempi di viaggio delle onde sismiche sono troppo corti per permettere una qualsiasi azione di avviso rapido. Tuttavia, nelle regioni più marginali, dove ancora si possono produrre dei danni (anche se meno importanti rispetto all'area epicentrale) e sicuramente molto panico nella popolazione, un'allerta precoce, data prima dell'arrivo delle onde più energetiche, potrebbe aiutare ad adottare qualche contromisura efficace.

Alcuni studi (Satriano et al., 2012) mostrano la fattibilità tecnica di questo approccio, il quale necessiterebbe, tuttavia, di importanti investimenti nella strumentazione, nelle infrastrutture di trasmissione e nei sistemi capillari di avviso, per garantirne una reale efficacia e diffusione. Con gli attuali finanziamenti alla ricerca nel settore sismologico in Italia non c'è da ben sperare.

Anche i Paesi che affacciano sulla costa occidentale degli USA stanno investendo sui sistemi di Early Warning sismico (si vedano gli articoli di Burkett et al., 2014 e Strauss e Allen, 2016). A questa scelta si è giunti dopo molti anni di sperimentazione e non senza qualche dubbio legato al fatto che le faglie della regione, prima fra tutte la ben nota San Andreas, attraversano le aree densamente popolate della California, non consentendo quindi quel tempo di preavviso che invece caratterizza i Paesi circumpacifici descritti sopra.

Tuttavia, si è valutato che, in caso di terremoto crostale su una delle faglie della West Coast, un sistema di EW permetterebbe delle azioni efficaci di mitigazione del rischio, tanto che proprio di recente (aprile 2017) è stata annunciata l'estensione agli Stati dell'Oregon e di Washington del sistema sperimentale di EW californiano. Il progetto richiede, invero, un investimento economico non indifferente. Il Geological Survey degli USA ha formulato una stima del costo di un sistema di EW sismico efficace per

questa regione: si tratta di oltre 38 milioni di dollari di investimento per completare il cosiddetto "ShakeAlert" fino al rilascio di allerte sismiche al pubblico, e 16 milioni di dollari ogni anno per l'operatività e il mantenimento (fondi questi in aggiunta a quelli per il mantenimento delle reti di monitoraggio sismico; fonte: USGS). Siamo molto lontani dal livello degli investimenti che il nostro Paese riserva a settori tecnico scientifici di questa rilevanza[2].

Considerazioni peculiari meritano i sistemi di Early Warning per difendersi dagli tsunami, in particolare quelli generati da terremoti, che statisticamente rappresentano la maggior parte tra tutti quelli registrati nel mondo. Il concetto è del tutto simile a quello degli EW sismici, con il vantaggio che le onde di tsunami viaggiano molto più lentamente rispetto a quelle sismiche e quindi i tempi di pre-allerta possono durare decine di minuti. L'Italia si è dotata di recente di un sistema di allerta per proteggere le sue coste dagli tsunami derivanti da terremoti che possono avvenire nel Mediterraneo (Michelini et al., 2014).

Si tratta di un rischio poco conosciuto e quindi tendenzialmente sottovalutato, ma la storia ci suggerisce di non trascurarlo. Il Mare Nostrum presenta numerose aree caratterizzate da un apprezzabile coefficiente di pericolo: dalle zone di subduzione dell'arco ellenico e di Cipro al margine compressivo nei mari prospicienti il nord Africa, passando per le aree dello Ionio e del Tirreno, dove sono avvenuti importanti maremoti sismo-indotti anche in epoca storica. Basti pensare a quello del Mar Ligure del 1887 e dello Stretto di Messina del 1908. Il percorso verso un sistema di allerta tsunami completo ed efficace, che vada dall'elaborazione in tempo reale del dato sismico all'avviso ai cittadini nelle regioni costiere, è ancora lungo, ma molto lavoro è stato fatto e oggi siamo in possesso di strumenti molto avanzati.

Considerazioni conclusive

In questo contributo ho voluto dar conto dei risultati scientifici conseguiti dalla ricerca sismologica nel difficile cammino che si sta compiendo verso la comprensione del fenomeno terremoto e la riduzione del rischio sismico. Senza pretesa di esaustività, ho posto l'accento sugli studi in materia di pericolosità sismica, potendo solo accennare alle numerosissime ricerche compiute: da quelle storiche a quelle paleo-sismologiche, da quelle geodetiche a quelle della sismologia strumentale. Inoltre, occorre ricordare come esistano numerosi altri contributi scientifici i quali, ancorché privi di una ricaduta immediata in termini di riduzione del rischio, aggiungono elementi essenziali alla conoscenza, migliorando sempre più la nostra capacità predittiva.

Tra questi, è opportuno citare gli studi in merito agli effetti del terremoto sul territorio, gli esperimenti di laboratorio sulla meccanica delle rocce, le modellazioni numeriche, le ricerche sulla struttura delle zone di faglia e la loro evoluzione nel tempo.

2 Proprio nei giorni di revisione delle bozze si apprende che l'Amministrazione Trump ha cancellato i finanziamenti destinati a queste attività.

Come evidenziato nei capitoli precedenti, la ricerca verso una migliore conoscenza dei fenomeni sismici deve procedere parallelamente agli interventi di riduzione della vulnerabilità degli edifici, che costituisce il vero problema del rischio sismico nel nostro Paese. Una volta risolto questo problema, anche gli studi orientati alla previsione a breve termine dei terremoti, interessanti e stimolanti da un punto di vista scientifico, perderebbero finalmente quella connotazione salvifica che hanno assunto negli ultimi anni. È auspicabile che si giunga al più presto ad assumere un atteggiamento razionale verso il rischio sismico, che si traduca in decisioni fondate su valutazioni scientifiche e non su una risposta emotiva dettata dalla paura e dall'emozione del momento. Come ci insegna la storia, questo tipo di risposta risulta fortemente dettata dalle contingenze e non permette di mantenere quell'attenzione costante indispensabile per un reale ed efficace progresso tecnico scientifico e per la sicurezza del territorio.

Bibliografia

Akinci, A., F. Galadini, D. Pantosti, M. Petersen, L. Malagnini, and D. Perkins (2009). *Effect of Time Dependence on Probabilistic Seismic-Hazard Maps and Deaggregation for the Apennines.* Bull. Seism. Soc. Am., 99 (2A), 585-610.

Albarello, D. (2013), *"Short term earthquake prediction and preparation",* Final Report DPC-INGV S3-Project, https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos3/home.

Amato, A., A. Cerase e F. Galadini (a cura di) (2015), *Terremoti, Comunicazione, Diritto. Riflessioni sul processo alla Commissione Grandi Rischi,* Franco Angeli, Milano.

Amato, A. (2016) *Sotto i nostri piedi. Storie di terremoti, scienziati e ciarlatani.* Codice edizioni, Torino.

Burkett, E.R., Given, D.G., and Jones, L.M., 2014, *ShakeAlert—An earthquake early warning system for the United States West Coas*t (ver. 1.2, February 2017): U.S. Geological Survey Fact Sheet 2014–3083, 4 p., https://doi.org/10.3133/fs20143083.

Cheloni, D., N. D'Agostino e G. Selvaggi (2014). *Interseismic coupling, seismic potential, and earthquake recurrence on the southern front of the Eastern Aps (NE Italy).* J. Geophys. Res., 119, 5, 4448-4468.

Cheloni, D., N. D'Agostino, G. Selvaggi, A. Avallone, G. Fornaro, R. Giuliani, D. Reale, E. Sansosti & P. Tizzani (2017). *Aseismic transient during the 2010–2014 seismic swarm: evidence for longer recurrence of M ≥ 6.5 earthquakes in the Pollino gap (Southern Italy)?* Scientific Reports 7, 576, doi:10.1038/s41598-017-00649-z.

Chen, Q. e K. Wang (2010), *The 2008 Wenchuan Earthquake and Earthquake Prediction in China,* Bulletin of the Seismological Society of America, pp. 2840-2857.

Chen, Q., K. Wang, S. Sun, A. Wang (2006), *Predicting the 1975 Haicheng Earthquake,* in "Bulletin of the Seismological Society of America", 96, pp. 757-795.

Chiarabba, C., P. De Gori, A. Amato (2011). *Do earthquake storms repeat in the Apennines of Italy?* Terra Nova, 23, 300–306, doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01013.x.

Cicerone, R.D., Ebel, J.E., and Britton, J. (2009), *A systematic compilation of earthquake*

precursors, Tectonophysics 476, 371–396, doi: 10.1016/j.tecto.2009.06.008.

D'Agostino, N. (2014), *Complete seismic release of tectonic strain and earthquake recurrence in the Apennines (Italy),* Geophys. Res. Lett., 41, 1155–1162, doi:10.1002/2014GL059230.

Dell'Aquila, M. (1990), *Tractatus de cometa atque terraemotu,* in Figliuolo, Bruno (a cura di) "Storie e scienze della terra", Osservatorio Vesuviano, Salerno (ed originale 1457).

Field, E.H., Biasi, G.P., Bird, P., Dawson, T.E., Felzer, K.R., Jackson, D.D., Johnson, K.M., Jordan, T.H., Madden, C., Michael, A.J., Milner, K.R., Page, M.T., Parsons, T., Powers, P.M., Shaw, B.E., Thatcher, W.R., Weldon, R.J., II, and Zeng, Y. (2013). *Uniform California earthquake rupture forecast,* version 3 (UCERF3)—The time-independent model: U.S. Geological Survey Open-File Report 2013–1165, 97 p., California Geological Survey Special Report 228, and Southern California Earthquake Center Publication 1792, http://pubs.usgs.gov/of/2013/1165/.

Field, E.H., Biasi, G.P., Bird, P., Dawson, T.E., Felzer, K.R., Jackson, D.D., Johnson, K.M., Jordan, T.H., Madden, C., Michael, A.J., Milner, K.R., Page, M.T., Parsons, T., Powers, P.M., Shaw, B.E., Thatcher, W.R., Weldon, R.J., II, and Zeng, Y. (2015), *Long-Term Time-Dependent Probabilities for the Third Uniform California Earthquake Rupture Forecast (UCERF3),* DOI: 10.1785/0120140093, First Published on March 10, 2015.

Geller, R.J. (1997), *Earthquake prediction: A critical review,* Geophys. J. Int. 131, 425–450, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb06588.x.

Geller, R.J., Jackson, D.D., Kagan, Y.Y., and Mulargia, F. (1997), *Earthquakes cannot be predicted,* Science 275, 1616–1617, doi: 10.1126/science.275.5306.1616.

Jordan, T. H., Y.-T. Chen, P. Gasparini, R. Madariaga, I. Main, W. Marzocchi, G. Papadopoulos, G. Sobolev, K. Yamaoka, and J. Zschau (2011). *Operational earthquake forecasting: State of knowledge and guidelines for implementation. Final report of the International Commission on earthquake forecasting for civil protection,* Ann. Geophys. 54, no. 4, 315–391, doi: 10.4401/ag-5350.

Jordan, T. H., W. Marzocchi, A. J. Michael, and M. C. Gerstenberger (2014). *Operational earthquake forecasting can enhance earthquake preparedness,* Seismol. Res. Lett. 85, 955–959.

Lagorio, P. (2005) *Libro di diversi terremoti,* a cura di E. Guidoboni, De Luca edizioni d'arte, 296 pp. (edizione originale 1571).

Leopardi, G. (2003). *Saggio sopra gli errori popolari degli antichi,* Einaudi, Torino (prima ed. 1851).

Marzocchi, W., A. Amato, A. Akinci, C. Chiarabba, A. M. Lombardi, D. Pantosti, and E. Boschi (2012). *A Ten-Year Earthquake Occurrence Model for Italy,* Bull. Seismol. Soc. Am., 102 (3), 1195–1213, doi: 10.1785/0120110164.

Meletti C., Stucchi M., Boschi E. (2006) - *Dalla classificazione sismica del territorio nazionale alle zone sismiche secondo la nuova normativa sismica.* In: Guzzoni D. (a cura di), Norme Tecniche per le costruzioni. Il Sole 24 Ore editore, Milano, 139-160.

Meletti C., Rovida A., D'Amico V., Stucchi M. (2014a) - *Modelli di pericolosità sismica per l'area italiana: "MPS04-S1" e "SHARE"*. Prog. Sismica, 5(1), 15-25. Doi: 10.7414/PS.5.1.15-25

Meletti C., Stucchi M., Calvi G. M. (2014b) - *La classificazione sismica in Italia, oggi.* Prog. Sismica, 5(3), 13-23. DOI 10.7414/PS.5.3.13-23.

Mercalli, G. (1981). *Vulcani e fenomeni vulcanici in Italia,* ed. Arnaldo Forni (ed. orginale 1883).

Michelini, A., A. Amato, A. Govoni, A. Piatanesi, D. Sorrentino, F. Bernardi, F. Romano, F. Mele, I. Molinari, P. Danecek, R. Tonini, S. Lorito, S. Pintore, V. Lauciani (2014). *Il Centro Allerta Tsunami dell'INGV.* Progettazione Sismica, 1/2014.

Ordinanza PCM 3274 del 20/03/2003 (2003) - *Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione del territorio nazionale e di normative tecniche,* G.U. n.105 del 08/05/2003.

Ordinanza PCM 3519 del 28/04/2006 (2006) – *Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone,* G.U. n.108 del 11/05/2006.

Pace, B., L. Peruzza, G. Lavecchia e P. Boncio (2006). *Layered seismogenic source model and probabilistic seismic-hazard analyses in central Italy.* Bull., Seismol. Soc. Am., 96,1, 107-132.

Satriano C., Elia L., Martino C., Lancieri M., Zollo A. and Iannaccone G. (2011). *"PRESTo, the earthquake early warning system for Southern Italy: concepts, capabilities and future perspectives",* Soil Dyn Earthq Eng, 31,2, doi: 10.1016/j.soildyn.2010.06.008

Slejko D., Peruzza L. e Rebez A. (1998). *The seismic hazard maps of Italy.* Ann. Geofis., 41, 2, 183-214.

Strauss, J. A. e R. M. Allen (2016). *Benefits and Costs of Earthquake Early Warning.* Seismological Research Letters, 87, 765-772, doi: 10.1785/0220150149

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M., Boschi E. (2011) - *Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code.* Bull. Seismol. Soc. Am. 101(4), 1885-1911. DOI: 10.1785/0120100130.

Wang, K., and G. C. Rogers (2014). *Earthquake preparedness should not fluctuate on a daily or weekly basis.* Seismol. Res. Lett., 85, 569–571.

Wang, K., and G. C. Rogers (2017). *Beating Fear with Hope: On Sustaining Earthquake Preparedness.* Seismol. Res. Lett., 88, 1, 171-176.

Wyss, M., and Booth, D.C. (1997), *The IASPEI procedure for the evaluation of earthquake precursors,* Geophys. J. Int. 131, 423–424, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb06587.x.

[C]

IL RUOLO DI EDUCATORI E DI DECISORI

[presentazione]

"DOMANI"

Questo libro fornisce contenuti di riflessione e di dibattito sul rischio sismico, ma anche conoscenze da seminare e far germogliare; vuole raggiungere, in particolare, due target di "non specialisti":

- il mondo della Scuola che ha il compito di educare i cittadini, che saranno "i decisori" di domani;

- il mondo della Amministrazione Pubblica che governa, con le sue decisioni, la gestione del territorio.

La Scuola deve contribuire alla vivacità culturale di un Paese, ma deve anche creare i presupposti per una cittadinanza attiva nei confronti delle scelte programmatorie e pianificatorie dell'Amministrazione Pubblica, anche nei confronti dei pericoli naturali che caratterizzano il territorio nazionale e il rischio che da loro deriva.

C'è un proverbio cinese che è utile richiamare al riguardo: «Dai un pesce a un uomo e lo nutrirai per un giorno; insegnagli a pescare e lo nutrirai per la vita». Tradotto significa: occupati di costruire il futuro e non solo di rincorrere l'emergenza.

È più difficile costruire l'impalcatura, la struttura di riferimento delle comunità di un territorio; il loro tessuto si difende solo a partire dalle azioni preventive, tra le quali quelle della conoscenza delle dinamiche geologiche dei luoghi. Dopo un evento disastroso si tratterà sempre e comunque di una rigenerazione, traumatica e costosa, come sempre abbiamo registrato, a partire da quella fisica.

L'Amministrazione Pubblica ha il compito di esercitare in maniera efficace il proprio ruolo di servizio alle comunità locali a garanzia della pubblica incolumità di fronte al rischio sismico come ad altri rischi derivanti da pericoli naturali, compresi quelli derivanti da azioni antropiche. Deve salvaguardare gli ambienti di vita e di lavoro e, a questo scopo, concretizzare tutte quelle azioni che consentono di evitare la mancata, o insufficiente, valutazione del pericolo, ma deve evitare anche la mancata programmazione di attività e interventi volti a perseguire politiche di prevenzione e attenuazione del rischio, come dotarsi comunque di una adeguata organizzazione per affrontare e superare le emergenze.

Si tratta, quindi, da parte dei "decisori", amministratori e tecnici, di saper riconoscere e affrontare con perseveranza, anche nel caso del terremoto, i problemi e le complesse situazioni a esso legate, a partire da quelle di prevenzione, sino alla ricostruzione

degli insediamenti. La responsabilità amministrativa va da loro esercitata operando, in linea con regole e criteri tecnici aggiornati, nei confronti di un fenomeno fisico, la sismicità, per la quale abbiamo visto attivare nel tempo strumenti regolamentari adeguati ad affrontare fenomeni devastanti che oggi sono da ritenersi prevedibili per localizzazione e magnitudo.

Si sa, infatti, che un terremoto avverrà e anche dove; non si sa quando, ma non sarà una fatalità quello che ne seguirà perché l'analisi di rischio sul territorio nazionale ci ha già indicato le possibili conseguenze locali. Paesi che hanno imparato a convivere senza traumi con condizioni di alta sismicità ci insegnano che ciò è possibile, pur riconoscendo che in Italia la geomorfologia dei luoghi e la struttura insediativa dei centri abitati sono sicuramente un'aggravante significativa.

Non dobbiamo permetterci ritardi, che ancora persistono, nell'adeguamento alle norme e prassi operative, d'area vasta con l'applicazione della *Microzonazione Sismica*, e di sito con l'applicazione della *Risposta Sismica Locale*, come per i *Piani comunali di protezione civile*; in merito il mancato / incompleto / carente adempimento e/o errate valutazioni, non hanno garantito sempre l'utilizzo "in completa sicurezza" delle aree insediate, degli edifici strategici e delle aree di emergenza.

Il libro testimonia che, a quarant'anni di distanza dal terremoto del Friuli, l'Italia ha fatto molta strada. Il terremoto di Amatrice ci conferma, però, che ancora molta strada deve essere fatta per costruire un futuro meno incerto, per ridurre al minimo e/o contenere i danni a seguito di eventi naturali, e non solo, e perché le emergenze restino quantitativamente molto basse, indicatore oggettivo di un Paese civile.

Gianni Menchini
Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia
Libero professionista
gianni.menchini@hotmail.it

[1]
RISCHIO SISMICO E GESTIONE DEL TERRITORIO

Fulvio Iadarola
Presidente dell'Ordine dei Geologi del Friuli Venezia Giulia
info@geologifvg.it

Stefano Grimaz
Direttore del Laboratorio Sicurezza e protezione intersettoriale
– Dipartimento Politecnico di Ingegneria e Architettura - Università degli Studi di Udine
stefano.grimaz@uniud.it

Il problema della riduzione del rischio sismico in Italia

a cura di Fulvio Iadarola

Quello della riduzione del rischio sismico è un problema culturale, di conoscenza, di informazione, di risorse e di pianificazione economica che richiede azioni ex-ante anche e soprattutto sull'esistente.

Purtroppo sinora l'approccio è sempre stato di tipo emergenziale, oppure si è basato sulla promulgazione di nuove leggi finalizzate a regolamentare le future costruzioni.

Il problema più grave oggi è l'esistente. Così, come ci ha informato il rapporto Ance / Cresme del 2012 sullo stato del territorio italiano, dal 1944 i terremoti hanno provocato danni quantificati in 181 miliardi di euro. Il Ministero dell'Ambiente ha quantificato in 1,2 miliardi all'anno per vent'anni il costo degli investimenti urgenti per la manutenzione e messa in sicurezza del territorio. Pertanto è necessario e urgente cambiare approccio al problema se vogliamo compiere azioni realizzabili ed efficaci per costruire un territorio sicuro. Per questo servono strumenti di valutazione e di pianificazione. L'asse portante dell'azione di mitigazione dei rischi naturali o antropici è e deve essere la prevenzione integrata all'interno dei processi di pianificazione. Un esempio concreto di questo tipo di azione sono gli studi di microzonazione sismica e la loro interconnessione con le politiche di gestione del territorio.

In Italia più che in molti altri paesi c'è bisogno di prevenire prima che di ripristinare,

di prendersi cura prima che di curare, perché troppi danni non solo materiali stanno avvenendo causa la ricorrenza di eventi sismici e alluvionali; e si possono tranquillamente aggiungere siccità, inquinamento del suolo e delle acque, impoverimento delle risorse, perdita di suolo, erosione costiera, innalzamento dei mari, franosità, desertificazione.

C'è bisogno, quindi, di investire nell'attività di prevenzione del verificarsi dei fenomeni naturali estremi, che riguardano suolo e sottosuolo; questa attività deve avvenire con continuità, con finalità ben precise e ordinarie.

C'è bisogno di conoscenza avanzata e allargata non solo agli esecutori (il mondo delle professioni e delle imprese) ma anche ai decisori (gli amministratori) perché sia chiaro a tutti che la sicurezza del territorio e delle comunità (e quindi delle diverse esigenze residenziali, produttive e culturali che, tradotto, significano: la casa, il lavoro, i luoghi storici e monumentali), è uno dei diritti primari da assicurare con l'esercizio dell'azione amministrativa; dalla pianificazione della sicurezza del territorio discendono tutte le successive azioni.

E questo esercizio ha bisogno di conoscenze e strumenti aggiornati, e continuamente alimentati, solo così potremmo intervenire efficacemente in tempo di pace come in occasione di eventi calamitosi.

Come declinare allora il "prendersi cura" del territorio? Con gli strumenti di Pianificazione Territoriale (in termini di contrasto alla vulnerabilità dell'edificato) e di Pianificazione dell'Emergenza, che devono diventare fattori di qualità dell'azione amministrativa.

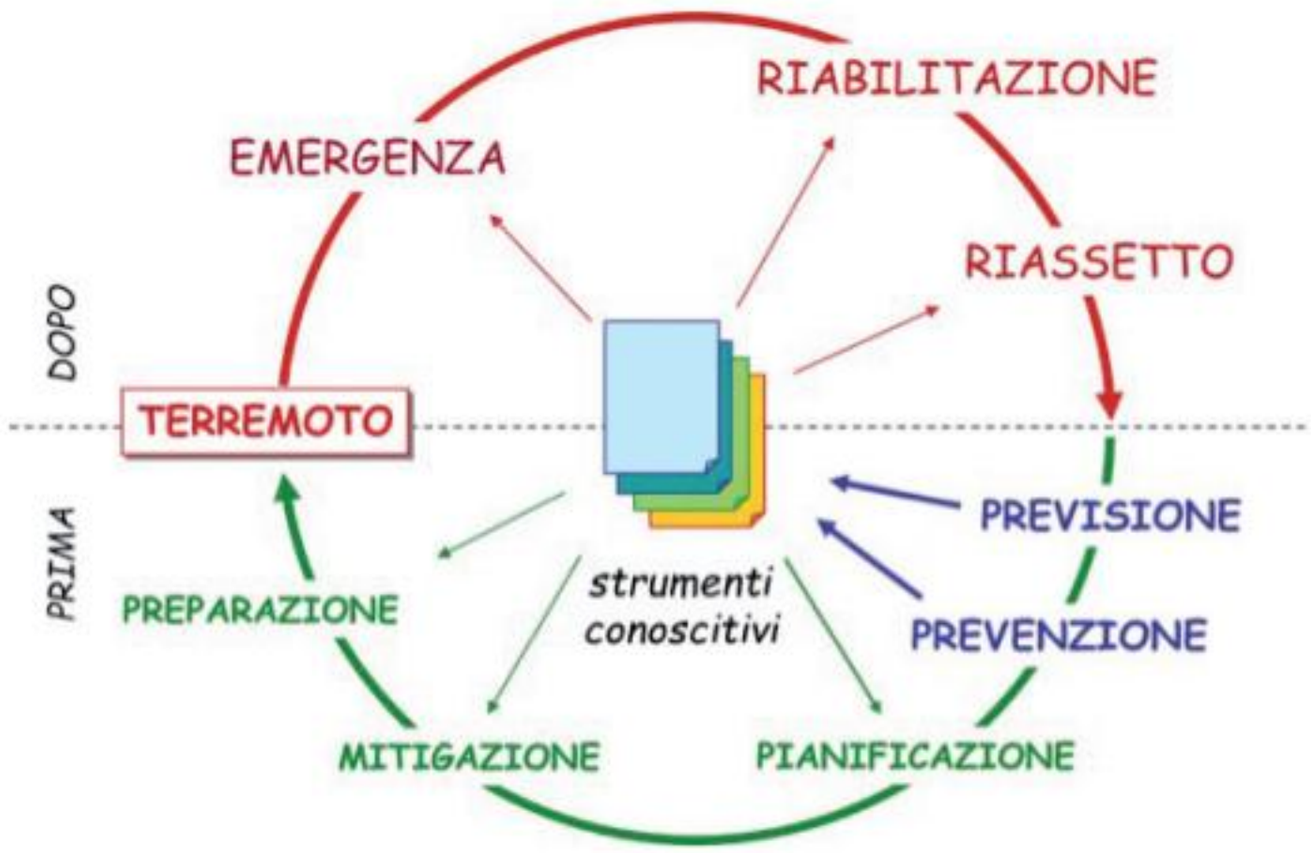
Per fare ciò possiamo individuare tre elementi: conoscenza dei rischi, definizione di regole sugli investimenti pubblici e privati finalizzati alla sicurezza e crescita della consapevolezza collettiva sui rischi; in una parola "pianificazione della sicurezza" per raggiungere una prevenzione diffusa sul territorio. La consapevolezza dei rischi deve avvenire attraverso la conoscenza della differente risposta sismica del territorio e della vulnerabilità dell'edificato per prevedere l'effetto del sisma sull'urbanizzato. La consapevolezza deve essere collettiva, del pubblico e del privato, per portare a programmare gradualmente interventi di adeguamento sismico del patrimonio edilizio.

Questo vale anche nei confronti della vulnerabilità del territorio non edificato, in termini di frane, cedimenti, liquefazione, cioè fenomeni che possono essere attivati dal sisma, ora definiti cosismici. Lo stesso ragionamento è mutuabile per altri rischi ambientali non connessi al sisma.

La Microzonazione Sismica (MS) rappresenta un elemento imprescindibile di conoscenza e di metodo da cui partire. È una procedura lunga e complessa che integra la conoscenza della pericolosità sismica a livello di territorio comunale alle altre pericolosità naturali o antropiche, finalizzata a fornire ai pianificatori, come agli amministratori, gli elementi per individuare metodi e criteri per la riduzione del rischio sismico, definendo gli obiettivi e gli ambiti prioritari per attuare approfondimenti d'indagine conoscitiva o interventi operativi.

La MS è suddivisa in tre livelli via via più approfonditi: il *Livello 1*, essenzialmente

Fig. 1 – Ciclo del *disaster management* (da S.Grimaz).



qualitativo, è propedeutico e indispensabile in quanto permette una conoscenza estesa delle problematiche geologiche in prospettiva sismica e, soprattutto, suddivide le aree comunali in microzone a comportamento sismico omogeneo, identificate come Zone stabili, Zone Stabili con amplificazione del moto sismico e Zone instabili. Lo scopo principale di questo livello è anche quello di fornire prime indicazioni su zone con situazioni geologiche e morfologiche, più o meno complesse, che dovranno essere analizzate ai successivi Livelli 2 e 3, zone per le quali l'approccio semplificato previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (DM 14/01/2008) potrà non essere idoneo per una stima corretta della risposta sismica locale.

Gli attuali studi di MS in Italia sono iniziati nel 2010, con la legge 77 del 2009 conseguente al terremoto dell'Aquila; con tale legge veniva destinato un fondo di 963 milioni di euro ripartito in 7 annualità, dal 2010 al 2016, per interventi per la sicurezza sismica degli edifici pubblici e privati e per gli studi di MS, questi ultimi impostati secondo le linee guida emanate nel 2008 dalla Conferenza delle Regioni e delle Provincie autonome e dalla Presidenza del Consiglio dei Ministri cui sono seguiti aggiornamenti e integrazioni. Nella Regione Friuli Venezia Giulia gli studi di MS hanno preso avvio nel 2013.

L'esperienza del terremoto del 1976 in Friuli, come pure quelle riferite ai terremoti successivi avvenuti sul territorio nazionale dovrebbero aver insegnato che l'opera ha la sua importanza non solo in rapporto alla sua struttura e alla sua funzione, ma anche al sito in cui è ubicata, sia in termini di danno che può subire, sia in termini di criticità che può indurre.

C'è un aspetto importante da evidenziare: la MS ha spostato la stima della pericolosità sismica dalla scala nazionale e regionale alla scala comunale o di insediamento ristretto, al fine di valutare gli effetti di interferenza tra il fenomeno sismico e le caratteristiche geologiche locali, spesso o quasi sempre complesse. Queste stime di pericolosità

forniscono informazioni specifiche per la pianificazione urbanistica utili a indirizzare la fase di progettazione edilizia oltre che di localizzazione, per caratterizzare in modo specifico le aree instabili e orientare alla stima dell'azione sismica di progetto nelle aree stabili suscettibili di amplificazione, per indirizzare la programmazione da parte di tecnici e amministratori degli interventi di prevenzione a scala comunale.

Bisogna dare valore funzionale agli studi di MS in modo che vengano recepiti negli strumenti di pianificazione, e forniscano la loro efficacia per la protezione del patrimonio edilizio e monumentale e delle attività produttive e di servizio, in termini quindi di garanzia della pubblica incolumità e di ottimizzazione della spesa pubblica.

Richiamati i contenuti del volume "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento Nazionale della Protezione Civile, 2008), è opportuno premettere che:

- la variabilità spaziale dei danni da terremoto dipende fortemente dal differente comportamento dei siti per effetto delle diverse condizioni geologiche e geomorfologiche;

- la prima azione (cui le altre sono subordinate) è quella di immaginare un programma di sicurezza territoriale che è alla base degli interventi sul territorio, dalle decisioni di pianificazione territoriale (in particolare per i centri abitati), alle scelte relative di progetto ed esecuzione.

- gli studi di MS (a fianco di quelli di carattere idrogeologico) possono concorrere alla definizione di "strategie urbanistiche generali/settoriali e obiettivi" e conseguenti "politiche e azioni" di intervento di riduzione del rischio sismico. Ciò può avvenire attraverso opportune azioni tese a orientare la localizzazione di aree insediative di nuova previsione, anche riguardo gli elementi di carattere operativo, logistico e infrastrutturale, in coerenza con quanto previsto nella pianificazione di emergenza, come con la definizione delle modalità costruttive degli interventi, anche, e soprattutto, per la mitigazione del rischio in zone edificate e con l'utilizzo di tipologie edilizie a minor vulnerabilità rispetto ai possibili effetti locali.

Con la MS procede parallela anche la Pianificazione dell'Emergenza che si concretizza attualmente nella definizione delle Condizioni Limite per l'Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano; le CLE mirano a definire strumenti conoscitivi per gestire le fasi emergenziali in caso di evento sismico, garantendo la funzionalità di un numero minimo di strutture strategiche (costituite da edifici e spazi aperti, facenti parte del Piano di Protezione Civile Comunale) e la loro connessione e accessibilità con il territorio (comunale, extracomunale, transfrontaliero). L'agibilità di detta viabilità di connessione e di accessibilità presuppone / richiede l'individuazione di edifici e aggregati interferenti e di eventuali condizioni di rischio naturali (*franosità, instabilità, esondazione*).

È chiaro che garantire la percorribilità delle strade di comunicazione in stato d'emergenza vuole dire mettere prioritariamente in sicurezza gli edifici interferenti e le zone instabili; ciò è fattibile nel contesto di una pianificazione urbanistica integrata con la conoscenza del rischio sismico. Lo stesso vale per le altre tipologie di rischio; quindi vi è sempre più l'esigenza di intendere il Piano Urbanistico come uno strumento

amministrativo integrato con il Piano dei Rischi.

È quindi compito della Pianificazione territoriale, oltre che la localizzazione, trasformazione o delocalizzazione delle strutture edilizie, anche di definire la tipologia più idonea in rapporto alle caratteristiche sismiche del sito e trovare le forme incentivanti o perequative per favorire e stimolare interventi diffusi, soprattutto da parte dei privati, per la riduzione dei rischi e per la propria e altrui sicurezza.

Verso un governo del territorio che integra la prevenzione dai rischi

A cura di Stefano Grimaz

Molto si è fatto negli ultimi decenni per aumentare le conoscenze sul rischio sismico del nostro Paese. Un forte impulso è stato dato sia sul fronte del miglioramento della risposta sismica delle nuove costruzioni, sia su quello della valutazione sempre più puntuale della pericolosità sismica.

A fronte di un aumento delle conoscenze scientifiche e tecniche in tema di rischio sismico, rimane tuttavia attuale la problematica relativa al "come" tali conoscenze si possano e si debbano integrare negli strumenti di governo del territorio, soprattutto se con riferimento all'esistente, intendendo con ciò sia il patrimonio costruito, sia quello fisico-territoriale.

Riuscire a stabilire un corretto e funzionale legame tra i risultati delle analisi di rischio e la pianificazione territoriale e urbanistica, e più in generale con gli strumenti di governo del territorio, è oggi un'esigenza di primaria importanza ma anche un obiettivo che presenta non poche difficoltà operative.

A livello mondiale (Terza Conferenza mondiale sulla Riduzione del rischio di disastri di Sendai, Giappone, 2016) si è unanimemente affermata la convinzione che gli obiettivi di sviluppo territoriale sostenibile non possono essere raggiunti senza una attenta e mirata integrazione del tema della riduzione dei rischi naturali nelle politiche di sviluppo. Tale requisito di integrazione è ripreso anche in documenti di indirizzo comunitari. Il tema dell'approccio integrato è dunque attuale e deve già oggi, ma ancor di più dovrà nel prossimo futuro, essere tenuto in debito conto nella definizione delle strategie di governo del territorio.

D'altro canto il nostro Paese nell'ultimo secolo ha pagato un grosso tributo in termini di perdite di vite umane, case distrutte, danni economici e costi di ricostruzione. Considerate le caratteristiche geologiche e sismo-tettoniche del territorio nazionale, il problema della difesa dai disastri naturali, se non affrontato urgentemente anche e soprattutto in via preventiva, prospetta scenari ancor più aspri per il futuro.

Il problema della gestione del rischio sismico si pone dunque non solo sul piano

scientifico ma anche e soprattutto su quello della definizione di strumenti giuridico-legislativi di governo del territorio da utilizzare da parte degli Amministratori. Questo richiede di porre attenzione su due questioni in particolare:

- sul nesso funzionale tra studi scientifici e strumenti di governo del territorio per la prevenzione dai rischi;
- sulle modalità di integrazione della gestione dei rischi nella legislazione di governo del territorio.

Queste questioni assumono un rilievo importante soprattutto se si considera che una gestione del territorio, volta anche a prevenire o contenere gli effetti di eventi avversi, deve essere pensata per operare sia in condizioni ordinarie (in via preventiva), che in emergenza (nel post-evento), che di recupero e rilancio (riassetto, sviluppo e rigenerazione territoriale). Ossia deve essere concepita in termini di miglioramento della resilienza.

La ricostruzione del Friuli rappresenta un esempio di come una combinazione di strumenti di gestione e governo del territorio (legislativi, tecnici e amministrativi) abbiano consentito di impostare e condurre il processo di ricostruzione con esiti positivi. Non solo la determinazione del popolo friulano ma principalmente la creazione di strumenti di governo e gestione di un processo complesso e delicato hanno costituito il presupposto per la riuscita di un'impresa che è poi divenuta un caso esemplare. Questa capacità di tradurre conoscenze ed esigenze in capacità di recupero e rilancio di un territorio andrebbe mutuata anche in chiave preventiva e pro-attiva. Fuori dall'emergenza e dalla scia del disastro diventa però più difficile, su tutti i fronti, definire strumenti operativi che portino altrettanti benefici con pari efficacia e condivisione. In *tempo di pace*, infatti, le cose sono molto più complesse sotto il profilo delle scelte mancando sia la pressione derivante dall'evidenza dei fatti sia la forte motivazione di tutti a riprendersi quanto perduto a seguito del disastro. In via preventiva il rischio è vissuto come una eventualità latente, e quindi, se messa insieme alle mille problematiche della vita quotidiana, finisce quasi sempre per essere percepita come esigenza subordinata e quindi gestita come azione non prioritaria. Altre sono quindi le azioni di gestione ritenute prioritarie: si pensi ad esempio all'efficientamento energetico, alla riqualificazione urbana, all'introduzione di nuovi sistemi tecnologici. Tali azioni, se pensate e attuate in modo slegato dalla prevenzione sismica, spesso finiscono per associare al tangibile miglioramento della funzionalità ordinaria, un implicito ma concreto innalzamento del livello di rischio in caso di terremoto.

Lo stesso uso del territorio, in zone ritenute instabili o a maggiore pericolosità sismica, richiede una attenta valutazione operativa da parte degli Amministratori. Come molto spesso accade in Italia, o il problema è considerato come non esistente, oppure il problema deve essere risolto in modo radicale. La complessità del fenomeno terremoto e delle sue potenziali conseguenze richiede invece un'azione proporzionata e flessibile in grado di dare una risposta capace di integrare le esigenze di tutela con quelle di sviluppo socio-economico del territorio. Mentre in passato vi era assenza di

regolamentazione, oggi si assiste ad un approccio normativo che opera prevalentemente attraverso l'imposizione di vincoli precostituiti, spesso sproporzionati, che lasciano pochi spazi di flessibilità e contestualizzazione.

Studi e strumenti per la prevenzione dai rischi

La trasformazione degli esiti degli studi scientifici in strumenti di governo del territorio deve necessariamente essere inquadrata nel più ampio problema della dialettica tra scienza e legislazione.

Negli ultimi tempi la giurisprudenza italiana si è misurata con le complesse problematiche relative alla "valutazione dei rischi" connessi al verificarsi di eventi calamitosi naturali, e con i concetti di "pericolosità", "rischio", "previsione" e "prevenzione".

Tali concetti, spesso trattati in chiave probabilistica, poco si prestano alla diretta applicazione nel campo del diritto penale sostanziale più legato a un approccio deterministico. La difesa dai pericoli naturali tratta di settori nei quali la tutela della vita umana e dell'integrità fisica delle popolazioni che abitano vaste aree del territorio sono esposte al rischio sismico (e non solo) e quindi è un ambito di grande impatto sociale e, conseguentemente, anche giuridico.

Questa emergente e crescente attenzione al tema ha fatto nascere interpretazioni giurisprudenziali diverse in materia di "criteri di gestione del rischio". Una corrente di pensiero che si occupa di sicurezza sui luoghi di lavoro e rischi tecnologici sostiene che anche nel caso di indefinito, irrilevante o modesto incremento del pericolo, sussiste per i datori di lavoro il dovere di adottare rimedi di "massima cautela". In altre parole gli strumenti operativi di gestione del rischio dovrebbero ispirarsi al "principio di precauzione". Ciò significa che in caso di pur minima conoscenza empirica circa il generarsi o il ripetersi di un fenomeno dannoso, il soggetto decisore dovrebbe attuare il massimo delle precauzioni possibili, parametrandole alla ipotesi di sviluppo del fenomeno naturale al suo massimo livello di intensità, con la sola eccezione che vi siano evidenze scientifiche in grado di escludere tale evenienza. Altri studiosi del diritto si sono allora posti la questione se i criteri valutativi in materia di previsione del rischio (criteri prudenziali) siano utilizzabili in ogni caso e in particolare anche al rischio sismico evidenziando come, in caso affermativo, si giungerebbe a delle conclusioni paradossali. Tenuto conto, infatti, che le attuali conoscenze non permettono di escludere con certezza la possibilità (si badi bene: non la probabilità) che un evento sismico possa avere dimensioni e caratteristiche più gravi di quelle osservate in passato, anche dove in passato non ci sono osservazioni, il principio di massima cautela, porterebbe sempre e in ogni caso alla soluzione più radicale sull'intero territorio nazionale giungendo, di fatto, a una sua soluzione sproporzionata e inapplicabile sul piano concreto. La conclusione è che il principio di precauzione deve necessariamente trovare i giusti temperamenti nell'ambito di un bilanciamento di valori che tengono conto sia della

natura del fenomeno sismico che dei limiti insuperabili delle risorse e delle conoscenze umane. Al principio di precauzione si affianca dunque il principio di proporzionalità che, in ambito comunitario, postula che le Autorità comunitarie e nazionali non possono imporre, né con atti normativi, né con atti amministrativi, obblighi e restrizioni alle libertà del cittadino, tutelate dal diritto comunitario, in misura superiore, cioè sproporzionata, a quella strettamente necessaria nel pubblico interesse per il raggiungimento dello scopo che l'Autorità medesima è tenuta a perseguire.

Sul piano pratico questa disquisizione giurisprudenziale evidenzia che il problema non è il "se", ma il "come", gli esiti degli studi scientifici sul rischio sismico debbano tradursi in strumenti di governo del territorio. La linea che pare più indicata per definire strumenti di governo del territorio volti alla razionale riduzione dei rischi è dunque quella della proporzionalità. Questo apre nuovi orizzonti per una pianificazione in grado di integrare in modo più flessibile, contestualizzato e in ultima analisi auspicabilmente più efficace gli obiettivi di riduzione e gestione dei rischi a livello territoriale nella legislazione.

Integrazione della gestione dei rischi nella legislazione

L'analisi fatta sopra indica l'opportunità di guardare a un futuro in cui la pianificazione consenta la traduzione della conoscenza scientifica in strumenti di gestione del territorio di tipo meno rigido di quanto fatto sinora. In altre parole è auspicabile un abbandono dell'approccio storico basato su una zonazione alla quale sono associati vincoli e regole da applicare "a prescindere" per giungere, ove ritenuto opportuno, a soluzioni commisurate agli esiti di studi che non solo richiedono ma soprattutto consentono approfondimenti conoscitivi laddove la complessità del problema e le esigenze attuative lo richiedono.

Molte Regioni oggi, per esempio facendo propri gli studi di Microzonazione Sismica di primo livello, attivano automaticamente il vincolo di non costruire nelle zone instabili (ad esempio nelle aree in cui sono state indicate delle faglie potenzialmente attive e capaci). Questo è corretto se la faglia effettivamente esiste ed è attiva e capace. Molto spesso però l'identificazione, al primo livello è effettuata in via cautelativa e senza i necessari approfondimenti (peraltro non richiesti nelle indagini di primo livello). Si finisce così a far diventare vincolante l'esito di un'analisi preliminare che, per come è stata concepita, richiederebbe degli approfondimenti.

L'orientamento delle linee di indirizzo del Dipartimento Nazionale di Protezione Civile, sposa la linea della proporzionalità. Infatti propone di subordinare le decisioni a eventuali approfondimenti o all'applicazione di specifici programmi d'azione come riportato in Tabella 1. Questo richiede però, da parte delle amministrazioni locali, un maggiore sforzo sul piano amministrativo e regolamentare.

Tabella 1. *Ipotesi di disciplina proposta dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale per le zone con faglie attive e capaci* [1]

	Aree edificate	Aree da edificare	Aree non edificabili	Infrastrutture
ZA Attenzione	programma zone instabili	approfondimenti		programma infrastrutture
ZS Suscettibilità		intervento limitato		
ZR Rispetto		intervento inibito		

Il vincolo imposto da alcune normative regionali di "inedificabilità" nelle zone instabili già a partire dalle analisi di primo livello e, in particolare, in prossimità delle zone di faglia è un caso emblematico dell'esigenza di riflettere sul passaggio tra gli esiti degli studi conoscitivi e gli strumenti di governo del territorio. Questo "vincolo" può avere un senso ai fini della pianificazione urbanistica ma molto meno in termini di limitazione del costruire, soprattutto se ci si riferisce alle infrastrutture. Si arriverebbe peraltro al paradosso che, essendoci il vincolo di non costruire, risulterebbe inutile procedere anche con approfondimenti conoscitivi. D'altro canto, da un punto di vista strutturale, se sono noti i parametri di input con una certa accuratezza, vi è la possibilità di costruire sistemi adeguati anche nelle aree instabili. Questo operare ovviamente ha dei costi che devono essere debitamente tenuti in conto nelle valutazioni di fattibilità, convenienza economica o, più in generale nell'opportunità, o meno, di procedere con tale intervento.

Verso una pianificazione territoriale basata su programmi integrati

Quando si affronta la pianificazione a livello territoriale è opportuno farsi la seguente domanda: gestione del rischio oppure gestione dei rischi?

La frammentazione delle discipline tecniche che si occupano di analisi del rischio, come pure le leggi di settore, inducono gli amministratori a dotarsi di tutta una serie di piani di settore che poi, sul piano pratico e operativo, sia in chiave preventiva, che di risposta post-evento, devono necessariamente essere integrati tra loro. Ma allora perché non fare un unico piano di governo del territorio nel quale confluiscono come dato conoscitivo tutti i rischi e tra questi anche quello sismico? Le azioni di mitigazione possono così essere integrate evitando doppioni o interventi interferenti, se non addirittura incompatibili, nella gestione di diversi rischi. Gli indirizzi a livello internazionale, infatti, indicano quali strumenti chiave della riduzione dei rischi i programmi

1 *La tabella evidenzia l'adozione del principio di proporzionalità mediante il rimando a strumenti operativi diversi a seconda della classificazione delle aree. Nei casi di incertezza viene introdotto un concetto di attenzione che lascia spazio ad approfondimenti prima di imporre vincoli tassativi*

integrati (visione territoriale piuttosto che settoriale) capaci di integrare gli esiti dei vari studi sui vari rischi con le politiche di sviluppo e tutela del territorio. Si tratta di un cambio culturale che, purtroppo, è ben distante dall'impostazione della ricerca ancora strutturata per settori scientifico disciplinari del mondo accademico in Italia e da un approccio tecnico-professionale ancora di tipo strettamente settoriale.

In tutto questo la politica, prima, e gli amministratori locali, poi, giocano un ruolo fondamentale. È necessario un passaggio dalla cultura tecnico-giuridica della zonizzazione-prescrizione, che si limita a usare la logica di vincolo (si/no), a quella dell'approccio proporzionale, basato su livelli di attenzione differenziati a seconda delle necessità e ai quali sono collegati protocolli e procedure proporzionate che fanno leva sui vari livelli di approfondimento conoscitivo. Occorrono nuove competenze e in questo anche l'università deve assumersi le proprie responsabilità.

Piani di emergenza come strumenti di supporto alle decisioni

Le recenti esperienze emergenziali hanno evidenziato l'importanza strategica dei piani di emergenza. Al tempo stesso l'esperienza sul campo ha evidenziato come per la gestione delle emergenze sia necessario puntare a una pianificazione che miri a monitorare i dati sostanziali per inquadrare lo scenario, definire le criticità, localizzare e caratterizzare le risorse su cui poter contare per rispondere in emergenza. Gli esiti della Microzonazione Sismica possono e devono risultare un utile input per i piani di emergenza in caso di terremoto ma anche indicare i principali punti di attenzione su cui avviare politiche di mitigazione dei rischi. Le Condizioni Limite di Emergenza, in particolare, non devono risultare un mero esercizio di censimento e di valutazione statistica, devono piuttosto costituire la base di riferimento per identificare le aree deboli e sensibili del sistema urbano in caso di terremoto e come tale essere parte integrante sia delle politiche di prevenzione finalizzate a definire le priorità di intervento sia di quelle legate alla formazione per la gestione delle emergenze e l'attuazione dei controlli post-sisma sui punti nevralgici del territorio.

L'analisi territoriale deve contemplare anche l'impatto su industrie, sui sistemi infrastrutturali di rete (acquedotti, fognature, linee elettriche, gasdotti, ponti, viadotti, ecc.). Da un punto di vista della pianificazione della gestione delle emergenze, risulta di fondamentale importanza analizzare la potenziale interazione tra frane sismo-indotte e sistema viario oltre che valutare il potenziale crollo o cedimento di argini, o opere di contenimenti di corsi d'acqua e caratterizzare in via preliminare gli scenari conseguentemente generati. I piani di emergenza dovrebbero consentire di valutare a priori la possibilità produrre eventi NaTech ossia incidenti tecnologici indotti dal sisma. Problema questo particolarmente presente in siti con impianti a rischio di incidente rilevante o, più in generale, in aree industriali. Bisognerebbe inoltre mappare i ricettori con particolare valore ambientale, paesaggistico e socioculturale.

Il piano di emergenza dovrebbe pertanto essere concepito e strutturato come uno strumento "vivo" capace di fornire il quadro sostanziale della situazione e dare supporto alle decisioni nella non facile gestione della risposta post-evento. Troppo spesso è invece un corposo documento ricco di numeri telefonici e dichiarazioni di intenti che sta nel cassetto con tanto di delibera e marche da bollo a dimostrazione dell'avvenuto adempimento formale di obblighi di legge. Il piano di emergenza deve quindi portare a produrre un kit di strumenti conoscitivi e operativi, agili da utilizzare, invece, per gestire situazioni anche complesse che evolvono nel tempo.

Una pianificazione della riduzione dei rischi pensata sulla storia

Spesso, dopo i terremoti, si riconosce che nel passato certe situazioni erano già accadute esattamente negli stessi luoghi, ma se ne era persa la memoria; oppure, ci si rende conto che modificazioni territoriali hanno nascosto evidenze di fondamentale importanza ai fini della prevenzione (si pensi per esempio ai fenomeni sismici di liquefazione in sabbie di antichi alvei, come per esempio è accaduto nell'area di Sant'Agostino nel terremoto dell'Emilia o agli effetti di sito in sedimi impostati su antiche discariche di inerti come nel caso dell'area di espansione post-bellica della città dell'Aquila).

A fianco delle nuove conoscenze derivanti dal progresso tecnico è necessaria dunque anche una rivalutazione della conoscenza storica, soprattutto con riferimento all'uso del territorio e all'analisi di trasformazioni più o meno recenti. La pianificazione, sia essa ordinaria che di emergenza, deve pertanto esser vista come uno strumento che si inserisce sulla storia, che regolamenta il modo di agire nel presente al fine di definire un futuro sostenibile basato anche su un legame sia conoscitivo che culturale con il passato.

Bibliografia

ANCE/CRESME (2012). *Lo stato del territorio italiano 2012. Insediamento e rischio sismico e idrogeologico.* Primo rapporto. Roma

Commissione Europea (2016). *Action Plan on the Sendai Framework for Disaster risk Reduction 2015-2030- A disaster risk-informed approach for all EU policies.* Commission Staff Working Document reperibile al sito: http://ec.europa.eu/echo/sites/echo-site/files/sendai_swd_2016_205_0.pdf

Commissione tecnica per la microzonazione sismica (2015). *Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC),* versione 1.0. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma, 2015.

Comune di Faenza (2014). *Regolamento urbanistico ed edilizio di Faenza. Il Piano regolatore della sismicità.*

Grimaz S. (2009). *Il Rischio Sismico.* Dispense lezioni. Summer School in Seismic Risk

Management. (SERM-B). Venzone (UD). Università degli Studi di Udine AA.AA. 2008-2010

Grimaz S. (2014). *Migliorare la resilienza, la capacità di un sistema di superare la crisi.* ANTINCENDIO, p. 36-48, ISSN: 0393-7089

Grimaz S., Masi A. (2016). *Emergency management, outreach, and communication activities for earthquakes: A preface.* BOLLETTINO DI GEOFISICA TEORICA E APPLICATA, vol. 57, p. 87-90, ISSN: 0006-6729

Nazioni Unite (2015). *Sendai Framework for Disaster Risk Reduction 2015-2030.* Documento reperibile al sito: http://www.preventionweb.net/files/49591_sendaiframeworkfordisasterriskreduc.pdf

Petrelli F. (2015). *Rischio sismico e principio di precauzione. Orientamenti.* Documento reperibile al sito: www. archiviopenale.it

Sau A. (2015): *La proporzionalità nei sistemi amministrativi complessi. Il caso del governo del territorio.* Franco Angeli. pp. 306. ISBN: 9788820440428

Più di quarantanni di terremoti in questo Paese non potevano non imporci come GEOLOGI di mettere ordine nella memoria e, soprattutto, di mettere in fila gli elementi di un lungo percorso (ma forse è stata più una lunga marcia visto i tanti momenti tragici vissuti) che il Paese, accompagnato da questa categoria, ma non solo, intraprese nel lontano 1976.

L'Italia si accorse in quella occasione di aver bisogno nel particolare di "strumentazione, di professionalità e di organizzazione" che fossero in grado di operare sul "problema sismico" con analoga capacità ed efficacia prima, come dopo, l'evento distruttivo, nei territori insediati, soprattutto, come in quelli non insediati. Si è accorta sempre più nel tempo, ma non ancora abbastanza, che il corpo normativo deve rivolgersi alla fase di prevenzione dell'evento sia per le scelte di carattere pianificatorio che per le scelte progettuali per la realizzazione delle singole strutture, di verifica del sedime di loro insediamento e di un relativo conveniente intorno.

Il libro si sofferma, in particolare, sugli strumenti a disposizione oggi di microzonazione sismica e di modellazione geologica di riferimento, sino alla strategia nazionale di prevenzione del rischio sismico che analizza la Condizione Limite per l'Emergenza, e ne fornisce un quadro aggiornato della situazione su base nazionale.

La strada è augurabile sia stata ormai segnata e tracciata verso una cultura della prevenzione sismica sempre più diffusa e approfondita, in grado di indirizzare le politiche di governo del territorio verso l'attuazione di provvedimenti che siano anche capaci di allargare il tema della prevenzione alla complessità dei rischi, quali quelli originati da fenomeni naturali come da attività antropiche.

È sempre di estrema attualità quanto disse il Presidente della Repubblica Pertini a seguito del terremoto dell'Irpinia:
«Il modo migliore di ricordare i morti è di pensare ai vivi.»

CONSIGLIO NAZIONALE
DEI GEOLOGI

Fondazione Centro Studi del Consiglio Nazionale dei Geologi

ISBN 978-88-909473-7-7